GE
1
N48
1906
Bd 2
NH

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

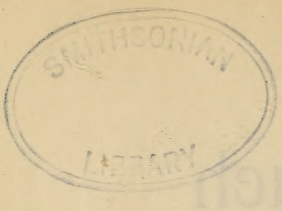
Jahrgang 1906.

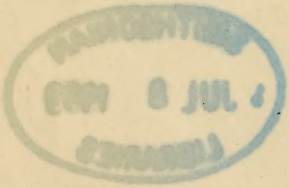
II. Band.

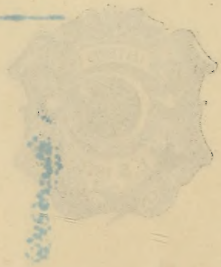
Mit XI Tafeln und 21 Figuren im Text.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1906.

197397







Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.

I. Abhandlungen.

Seite

Abel, O.: Die Milchmolaren der Sirenen. (Mit 1 Textfigur.) 50

Johnsen, A.: Bryozoen aus dem karnischen Fusulinenkalk. (Mit Taf. X, XI.) 135

Koken, E.: Geologische Beiträge aus Südtirol. (Mit Taf. I—III und 1 Textfigur.) 1

Königsberger, J. und O. Reichenheim: Ueber die Elektrizitätsleitung einiger natürlich kristallisierter Oxyde und Sulfide und des Graphits. Nebst Anhang: Ueber einige polymorphe Modifikationen. (Mit Taf. IV.) 20

Maas, O.: Ueber eine neue Medusengattung aus dem lithographischen Schiefer. (Mit 4 Textfiguren.) . . 90

Neumayer, L.: Ueber das Gehirn von Adapis parisiensis Cuv. (Mit Taf. V.) 100

Rinne, F.: Ein 1831 bei Magdeburg gefundenes Eisen. (Mit 15 Figuren im Text.) 61

Zambonini, F.: Ueber den metamorphosierten Gabbro des Rocca Bianca im Susa-Tale. (Mit Taf. VI—IX.) 105

II. Referate.

Alphabetisches Verzeichnis der referierten Abhandlungen.

Seite

Abel, O.: Die phylogenetische Entwicklung des Cetaceengebisses und die systematische Stellung der Physeteriden . . . . . -294-

— Eine Stammtype der Delphiniden aus dem Miocän der Halbinsel Taman . . . . . -296-

— Ueber Halitherium bellunense, eine Uebergangsform zur Gattung Metaxytherium . . . . . -448-

Seite
D'Achiardi, G.: I minerali dei marmi di Carrara . . . . . -175-
— I minerali dei marmi di Carrara. Agiunte alle parti 1a e 2a -176-
— I minerali dei marmi di Carrara (Parte terza). Epidote. Miche. Anfiboli. Albite. Scapolite . . . . . -176-
Alessandri, G. de: Sopra alcuni avanzi di Cervidi pliocenici del Piemonte . . . . . -132-
Alimanestianu, C., L. Mrazec und V. Bratianu: Arbeiten der mit dem Studium der Petroleumregionen (Rumäniens) betrauten Kommission . . . . . -390-
Ameghino, Fl.: Palaeontologia Argentina . . . . . -124-
Andrée, K.: Der Teutoburger Wald bei Iburg . . . . . -419-
Andrews, C. W.: Note on the Barypoda, a new Order of Ungulate Mammals . . . . . -135-
Angelis d'Ossat, G. de: Sulle condizioni sfavorevoli per i pozzi artesiani tra Roma ed i Colli Laziali . . . . . -79-
Arbenz, P.: Ueber die Fortsetzung der Ueberfaltungsdecken westlich des Urnersees (Vierwaldstättersee) . . . . . -395-
Bäckström, H.: Ein Kugelgranit von Spitzbergen . . . . . -363-
Bain, H. F.: The Fluorspar deposits of Southern Illinois . . . . -180-
— Zinc and Lead Deposits of North-western Illinois . . . . . -180-
Barlow, A. E.: Report on the origin, geological relations and composition of the Nickel and Copper deposits of the Sudbury Mining District . . . . . -181-
Barvíř, H. L.: Geologische und bergbaugeschichtliche Notizen über die einst goldführende Umgebung von Neu-Knin und Stěchovic in Böhmen . . . . . -379-
Bassoli, G. G.: Otolithi fossili terziarii dell' Emilia . . . . . -297-
Baumberger, E.: Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. II. Die Ammonitiden der unteren Kreide im westschweizerischen Jura . . . . . -143-
Baumhauer, H.: Die Mineralien des Binnentals . . . . . -27-
Beecher, Ch. E.: Note on a New Permian Xiphosuran from Kansas . . . . . -298-
Berg: Ueber die petrographische Entwicklung des niederschlesischen Miocäns . . . . . -430-
Beyschlag, E.: Diskussions-Bemerkung zu den „Mitteilungen über die Erzlagerstätten Oberschlesiens“ . . . . . -74-
Blake, J. F.: On the Order of Succession of the Manx Slates in their Northern Half, and its Bearing on the Origin of the Schistose Breccia associated therewith . . . . . -210-
Blake, W. P.: Jodobromit in Arizona . . . . . -15-
Blanckenhorn, M.: Ergebnisse der Reise J. Thomson's bezüglich der Geologie Südmarokkos . . . . . -423-
Bleininger, A. V.: The Manufacture of Hydraulic Cements . . -72-
Böckh, H.: Beiträge zur Geologie des Kodru-Gebirges . . . . . -94-
Böggild, O. B.: The minerals from the Basalt of East-Greenland . . . . . -182-
Böhm, J.: Ueber einen Furchenstein und Tertiär in Dahome -117- -430-
Bonney, T. G. and C. Raisin: The microscopil structure of minerals forming Serpentine, and their Relation to its History -56-
Boule, M.: L'origine des éolithes . . . . . -269-
Boule, M. et A. Thevenin: Paléontologie de Madagascar. I. Fossiles de la Côte orientale . . . . . -113-
Boussac, J.: Première note sur les Cérithes; révision du groupe de Potamides tricarinatus Lam. . . . . -452-
Bownocker, J. A.: The occurrence and exploitation of petroleum and natural gas in Ohio . . . . . -386-

Seite

Branco, W.: Die fraglichen fossilen menschlichen Fußspuren im Sandstein von Warnambol, Victoria, und andere angebliche Spuren des fossilen Menschen in Australien . . . . . -269-
— Ueber H. Höfer's Erklärungsversuch der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen . . . . . -47-
Braun, G.: Zur Morphologie des Volterrano . . . . . -349-
Brögger, W. C.: Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes nach ihren geologischen Verwandtschaftsbeziehungen geordnet . . . . . -196-
Brun, A.: Etude sur le point de fusion des minéraux . . . . . -10-
Bühner, C.: Beiträge zur Kenntnis der kristallinischen Flüssigkeiten . . . . . -150-
Burnet, A.: The Upper Chalk of North Lincolnshire . . . . . -106-
Chapman, F. and W. Howchin: A Monograph of the Foraminifera of the Permo-carboniferous limestones of New South Wales . . . . . -454-
Checchia-Rispoli, G.: Di alcune Lepidocicline eoceniche della Sicilia . . . . . -456-
— Osservazioni sulle Orbitoidi . . . . . -455-
— Un nuovo rinvenimento di Lepidocyclina nell' Eocene della Sicilia . . . . . -455-
Chelius, C.: Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung . . . . . -225-
Choffat, P.: Contributions à la connaissance géologiques des colonies portugaises d'Afrique. II. Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola . . . . . -111-
Clarke, F. W.: Ueber basische Substitutionen in den Zeolithen -336-
Clessin, S.: Die Conchylienfauna eines pleistocänen Tufflagers im Tale der Schwarzen Laaber bei Regensburg . . . . . -431-
— Eine interglaziale Conchylienfauna aus der Umgebung Münchens -434-
Clotten, F. E.: Die Zinn- und Wolframvorkommen von Nord-Queensland . . . . . -26-
Combes fils, P.: La découverte dans les sables dits d'Auteuil, à Passy, d'une faune franchement marine . . . . . -115-
— Sur les concrétions calcaires à la base du Sparnacien . . . . -116-
Cornu, F.: Ueber Zeophyllit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge . . . . . -18-
Cornu, F. und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Anthophyllit aus dem Biotit-Granitit von Fonte del Prete (Elba) . . . . . -169-
— — Mineralogische Notizen. Datolith von Pareu Cailor bei Pozoritta (Bukowina) . . . . . -170-
— — Mineralogische Notizen. Die Minerale der Graphitlagerstätte von Regens bei Iglau (Graphit, Wavellit, Variscit, Kaolin, Chloropal) . . . . . -173-
— — Mineralogische Notizen. Kupfererz aus dem Valle Sacca bei Kimpolung (Bukowina) . . . . . -164-
— — Mineralogische Notizen. Valentinit von Procchio (Insel Elba) -158-
Cowper Reed, F. R.: Sedgwick Museum Notes. New Fossils from the Haverfordwest District. V. . . . . -307-
Crookes, W.: A New Formation of Diamond . . . . . -320-
Cross, W.: A new devonian formation in Colorado . . . . . -263-
— An occurrence of trachyte on the island of Hawaii . . . . . -221-
Currie, J.: Note on some new localities for Gyrolite and Tobermorite -343-
Daneš, J.: Das Flußgebiet der unteren Narenta . . . . . -195-
Davies, H. N.: The Discovery of Human Remains under the Stalagmite Floor of Gough Cavern, Cheddar . . . . . -280-

Seite

Davis, W. M.: The relations of the earthsciences in view of their progress in the nineteenth Century . . . . . -45-
Depéret, Ch.: Sur les caractères et les affinités du genre Chasmotherium Rütimeyer . . . . . -280-
Deprat, J.: Note sur une diabase ophitique d'Epidaure (Péloponnèse) . . . . . -212-
Dibley, G. E.: The discovery of Marsupites in the Chalk of the Croydon area . . . . . -107-
Die Manganerzindustrie Brasiliens . . . . . -226-
Diener, C., R. Hörnes, Fr. E. Suess, V. Uhlig: Bau und Bild Oesterreichs . . . . . -233-
Di-Stefano, G.: Sull' esistenza dell' eocene nella penisola Salentina -116-
Dollfus, G.: Critique de la classification de l'Éocène inférieure -115-
Dollfus, G. F. et Ph. Dautzenberg: Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire, Suite. I. Partie: Pélécypodes . . . . . -454-
Dollo, L.: Les Dinosauriens adaptés à la vie quadrupède secondaire . . . . . -137-
Doelter, C.: Die Silikatschmelzen. I. und II. . . . . -4-
— Die Silikatschmelzen. Dritte Mitteilung . . . . . -5-
Doncieux. L.: L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales . . . . . -429-
Douglas, Earl: A Cretaceous and Lower Tertiary Section in South Central Montana . . . . . -423-
Douvillé, H.: Observation . . . . . -201-
Duparc, L. et L. Mrazek: Le minerai de fer de Troïtsk . . . -223-
— — Sur le minerai de fer de Troïtsk, Oural du Nord . . . . . -223-
Eckel, E. C.: On a California roofing slate of igneous origin . . -215-
— On the chemical composition of american shales and roofing slates -215-
Égoroff, N.: Sur le dichroisme produit par le radium dans le quarz incolore et sur un phénomène thermo-électrique observé dans le quartz enfermé en stries . . . . . -158-
Elbert, J.: Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes . . . . . -102-
— Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung . . . . . -196-
— Ueber die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee . . -196-
Elles, G. L.: Some Graptolite Zones in the Arenig Rocks of Wales . . . . . -263-
Elsden, J. V.: On the Igneous Rocks occurring between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire) . . . . . -210-
Eno, F. H.: The Uses of Hydraulic Cements . . . . . -73-
Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 112. Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstädt, Kella, Lengenfeld. Vorbereitet durch G. Meyer, O. Speyer, H. Pröscholdt, O. Zeise, H. Bücking; erläutert durch O. Zeise, Er. Kaiser und E. Naumann. Lief. 128. Langensalza, Langula, Hennigsleben (Großenbehringen) . . . -229-
Evans, J. W.: On some new forms of Quartz-wedge and their uses -32-
Expédition Antarctique Belge. Résultats du Voyage du S. Y. Belgica en 1897—1898—1899 sous le commandement de A. de Gerlache de Gomery . . . . . -97-
1. Thoulet, J.: Détermination de la densité de l'eau de mer.
2. Arctowski, H. et J. Thoulet: Rapport sur les densités de l'eau de mer observées à bord de la Belgica.
3. Lecointe, G.: Travaux hydrographiques et instructions nautiques.

Seite
Eypert, O.: Der Golderzbergbau am Roudny in Böhmen . . . -380-
Fantappié, L.: Studio cristallografico del Peridoto di Montefiascone . . . . . -17-
Felix, J.: Ueber einige norddeutsche Geschiebe, ihre Natur, Heimat und Transportart . . . . . -118-
Ferro, A.: L'aqua nell' heulandite di Montecchio Maggiore . . -341-
Fischer, O.: Ueber einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv) . . . . . -62-
Forir, H.: Sur un puits artésien creusé en 1846 à la station du Nord, place des Nations à Bruxelles . . . . . -429-
Fornasini, C.: Illustrazione di specie d'Orbignyane di Foraminiferi istituite nel 1826 . . . . . -457-
— Illustrazione di specie d'Orbignyane di Rotalidi istituite nel 1826 -458-
— Illustrazione di specie orbignyane di „Nummulitidae" istituitae nel 1826 . . . . . -311-
— Intorno ad alcune spezie di „Polymorphina" istituite da d'Orbigny nel 1826 . . . . . -309-
— Le otto pretese specie di „Amphistegina" istituite da d'Orbigny nel 1826 . . . . . -310-
— Le pretese „faujasine" di O. G. Costa . . . . . -310-
— Sinossi metodica dei foraminiferi sin qui rinvenuti nella sabbia del Lido di Rimini . . . . . -310-
— Sopra alcune specie di „Globigerina" istituite da d'Orbigny nel 1826 . . . . . -310-
Foerste, A. F.: The ordovician-silurian contact in the Ripley Island Area of southern Indiana, with notes on the age of the Cincinnati geanticline . . . . . -262-
Frech, F.: Ueber die Zukunft des Eisens . . . . . -222-
Freudenberg, W.: Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße . . . . . -431-
Friedberg, W.: Die Foraminiferen der Inoceramenschichten aus der Umgebung von Rzeszów und Debica . . . . . -264-
Friedel, G.: Sur la loi de Bravais et la loi des macles dans Haüy . . . . . -148-
— Sur les bases expérimentales de l'hypothèse réticulaire . . . -1-
Fucini, A.: Cefalopodi liassici del Monte di Cetona . . . . . -142-
— Lamellibranchi di Lias inferiore e medio dell' Appennino centrale -144-
Gaiser, E.: Basalte und Basalttuffe der schwäbischen Alb . . . -205-
Gaubert, P.: Sur les états cristallins du soufre . . . . . -13-
— Sur la syncristallisation des deux substances différentes . . . -3-
Geinitz, E.: Die Einwirkung der Silvestersturmflut 1904 auf die mecklenburgische Küste . . . . . -196-
Geologische Karte der Schweiz mit Zugrundelegung der Dufour'schen Karte der Schweiz in 25 Blättern 1 : 100000. Blatt XVI. (Genève—Lausanne.) 2. Aufl. Révision et levés géol. nouveaux du Jura et du Plateau tertiaire et quaternaire sur les deux rives du Léman par H. Schardt. Les Alpes du Chablais d'après la carte géol. française de E. Renevier et M. Lugeon . . . . . -83-
Gilbert, G. K.: Domes and dome structure of the high Sierra . -214-
Gilmore, C. W.: Notes on the Osteology of Baptanodon with a description of a new species . . . . . -136-
— The mounted skeleton of Triceratops prorsus . . . . . -136-
Glück, H.: Eine fossile Fichte aus dem Neckartal . . . . . -434-
Goldschmidt, V.: Quarzzwilling nach r = 10 . . . . . -327-
— Ueber die Zwillingsgesetze des Quarz . . . . . -328-

Seite

Gordon, C. H.: On the pyroxenites of the Greenville series in Ottawa County, Canada . . . . . -217-
Gorjanović-Kramberger, K.: Der diluviale Mensch von Krapina und sein Verhältnis zum Menschen von Neandertal und Spy . -273-
— Der paläolithische Mensch und seine Zeitgenossen aus dem Diluvium von Krapina in Kroatien. II. und III. Nachtrag . -272-
— Die Variationen am Skelette der altdiluvialen Menschen . . . -273-
— Homo primigenius von Krapina in Kroatien und dessen Industrie -273-
— Zur Altersfrage der diluvialen Lagerstätte von Krapina in Kroatien . . . . . -272-
Grandidier, G.: Recherches sur les Lémuriens disparus et en particulier sur ceux qui vivaient à Madagascar . . . . . -443-
Grant, U. S.: Zinc and Lead Deposits of South-western Wisconsin -180-
Graton, L. C. and W. T. Schaller: Purpurite, a new mineral -172-
Grenander, S.: Les variations annuelles de la température dans les lacs suedois . . . . . -49-
Greppin, E.: Zur Kenntnis des geologischen Profils am Hörnli bei Grenzach . . . . . -260-
Gürich, G.: Granit und Gneis. Ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine . . . . . -198-
— Mitteilungen über die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes . . . . . -74-
Guertler, W. und G. Tammann: Ueber die Legierungen des Nickels und Kobalts mit Eisen . . . . . -157-
Haas, H.: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an technischen Hochschulen und Universitäten . . . . . -148-
Haase, E.: Kann der Porphyr von Schwertz als die Urform der hallischen Porphyre betrachtet werden? . . . . . -60-
Haehl, H. L. and R. Arnold: The miocene Diabase of the Santa Cruz Mountains in San Mateo County, California . . . . . -372-
Harbort, E.: Ueber die stratigraphischen Ergebnisse von zwei Tiefbohrungen durch die untere Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine . . . . . -104-
Harker, J. A.: On a new type of electric furnace, with a determination of the melting-point of Platina . . . . . -321-
Harker, A. and C. T. Clough: The tertiary igneous rocks of Skye . . . . . -64-
Haug, E.: Sur les racines de quelques nappes de charriage des Alpes occidentales . . . . . -254-
Haug, E. et M. Lugeon: Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées . . . . . -259-
Hayes, C. W. and W. Kennedy: Oil fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain . . . . . -383-
Heim, A.: Neuseeland . . . . . -424-
— Ueber die geologische Voraussicht beim Simplon-Tunnel. Antwort auf die Angriffe des Nationalrat Herrn Ed. Sulzer-Ziegler . -93-
— Zur Kenntnis der Glarner Ueberfaltungsdecken . . . . . -392-
Heller, W.: Beiträge zur Theorie des Eisenhochofenprozesses und Untersuchungen über die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen . . . . . -320-
Henderson, J.: Arapahoe glacier in 1903 . . . . . -189-
Hernando, B. y Monge: Estudios sobre des arrollo de maclas -3-
Hibsch, J. E.: Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt XI: Kostenblatt—Milleschau nebst Erläuterungen . . . -81-
Hildebrand, O.: Petrographische Untersuchung einiger Steinwerkzeuge aus Westpreußen . . . . . -202-
Hill, W.: Note on the Upper Chalk of Lincolnshire . . . . . -106-

Seite

Hilton, H.: Some applications of the gnomonic projection to crystallography . . . . . -314-
— The construction of the crystallographic Projections . . . . -314-
Hinde, G. J.: On the zone of Marsupites in the Kalk at Beddington, near Croydon, Surrey . . . . . -107-
Hise, Ch. R. van: The problems of Geology . . . . . -45-
Hlawatsch, C.: Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralien . . . . . -316-
Hoff, J. H. van't: Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Die Calciumvorkommnisse bis 25° . . . . . -321-
Hoffmann, G. Chr.: Souesite, a native iron-nickel alloy occurring in the auriferous gravels of the Fraser, province of British Columbia . . . . . -155-
Hofman-Bang, O.: Studien über schwedische Fluß- und Quellwasser . . . . . -351-
Högbom, A. G.: Om s. k. „jäslera“ och om villkoren för dess bildning . . . . . -350-
— Zur Petrographie der Kleinen Antillen . . . . . -376-
Holland, T. H.: General report of the geological survey of India for the period april 1903 to december 1904. Laterite . . . . -330-
— The occurrence of Bauxite in India . . . . . -330-
Holway, R. S.: Eclogites in California . . . . . -218-
Howe, E.: An occurrence of Greenstone schists in the San Juan Mountains, Colorado . . . . . -219-
Hyatt, A. and J. P. Smith: The triassic Cephalopod Genera of America . . . . . -298-
Iddings, J. P.: A fracture valley system . . . . . -188-
— Quartz-Feldspar-Porphyry (Granophyro-Liparose-Alaskose) from Llano, Texas . . . . . -216-
Jahn, J. J: Ueber das Vorkommen von Bonebed im Turon des östlichen Böhmens . . . . . -428-
— Vorläufiger Bericht über die Klippenfazies im böhmischen Cenoman . . . . . -427-
Jamieson, G. S.: On the natural iron-nickel alloy, Awaruite . . -155-
Jentzsch, A.: Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen . . . . . -202-
— Ueber die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen . . . . . -193-
Johnson, Ch. W.: Annotated List of the Types of Invertebrate Cretaceous fossils in the Collection of the Academy of Natural Sciences, Philadelphia . . . . . -439-
Jones, T. R.: Note on a palaeozoic Cypridina from Canada . . -139-
Jukes-Browne, A. J.: The devonian limestone of Lummaton Hill near Torquay . . . . . -263-
— The occurrence of Marsupites in Flints on the Haldon Hills . -107-
Jukes-Browne, A. J. and J. Scanes: On the Upper Greensand and Chloritic marl of Mere and Maiden Bradley in Wiltshire -107-
— The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 1: The Gault and Upper Greensand of England. With contributions by William Hill -108-
— The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 2: The Lower and Middle Chalk of England. With contributions by William Hill . . -108-
— The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 3: The Upper Chalk of England. With contributions by William Hill . . . . . -108-
Kaiser, E.: Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte . . . -53-
Kalkowsky, E.: Die Markasit-Patina der Pfahlbau-Nephrite . -334-
Katzer, F.: Die Schwefelkies- und Kupferkieslagerstätten Bosniens und der Hercegovina . . . . . -381-

Seite

Katzer, F.: Die geologische Entwicklung der Braunkohlenablagerung von Zenica in Bosnien . . . . . -114-
— Ueber einen Brasil-Monazitsand aus Bahia . . . . . -343-
— Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs . . . -113-
Keilhack, K.: Die große baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. Eine Antwort an Herrn G. Maas . . -435-
Kidston, R: (I.) On the occurrence of Sphenopteris communis Lesqx. in Britain . . . . . -458-
— (II.) On Sigillaria Brardii Brongn., and its variations . . . -458-
— (III.) Additional Records and Notes on the fossil flora of the Potteries Coal Field, North Staffordshire . . . . . -458-
— (IV.) On Cryptoxylon forfarense, a new species of fossil plant from the Old Red Sandstone . . . . . -458-
— (V.) The Carboniferous fossil plants of the Clyde Basin . . . -458-
— (VI.) The flora of the Carboniferous Period . . . . . -458-
— (VII.) Notes on some fossil plants from the Arigna Mines . . -458-
— (VIII.) The fossil plants from the Canonbie Coal Field . . . -458-
— (IX.) The fossil plants of the Carboniferous Rocks of Canonbie, Dumeriesshire, and of parts of Cumberland and Northumberland -458-
Kilian, W.: Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnais -256-
— Sur les phases de plissement des zones intraalpines françaises -253-
— Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses . . . . . -254-
Kinkelin, F.: Verzeichnis der Säugetierreste aus dem Oligocän und Untermiocän des Mainzer Beckens . . . . . -131-
Klemm, G.: Bericht über Untersuchungen an den sogen. „Gneisen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. II. -208-
— Ueber Blasenzüge aus dem Melaphyr . . . . . -210-
— Ueber einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen . . . . . -58-
Kloos, J. H.: Die durch die neuesten Tiefbohrungen auf Kalisalz aufgedeckten Ueberschiebungen . . . . . -416-
— Die tektonischen Verhältnisse des Norddeutschen Schollengebirges auf Grund der neuesten Tiefbohrungen im Leinetale und bei Hannover sowie die Gliederung des Salzgebirges daselbst -416-
— Ueber die neuesten Ergebnisse der Kalisalzbohrungen und die Schachtaufschlüsse in der Provinz Hannover . . . . . -416-
Klose, H.: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorina-Senkung . . . . . -434-
Koch, A.: Die geologischen Verhältnisse des Bergzuges von Rudobánya—Szt. András . . . . . -78-
Koch, K. R.: Relative Schweremessungen in Württemberg. II. Mit einem Anhang: Ein Hypsometer mit elektrischer Temperaturmessung . . . . . -46-
— Relative Schweremessungen in Württemberg III. Mit einem Anhang: Versuche, dem Magazinthermometer und dem Pendel gegen Temperaturänderungen die gleiche Trägheit zu geben -46-
— Relative Schweremessungen in Württemberg IV . . . . . -46-
Köchlin, R.: Analyse von Dognacskait . . . . . -15-
— Cölestin von Häring in Tirol . . . . . -23-
Koenen, A. v.: Ueber die Lagerung der Schichten im Leinetal in der Gegend von Alfeld . . . . . -416-
— Nochmals die Lagerung der Schichten im Leinetale . . . . . -416-
Koniouchevsky, L. et P. Kovalew: Les gisements de fer de la région minière de Bakal . . . . . -222-

Seite

Koert, W.: Geologisch-agronomische Untersuchung der Umgegend von Amani in Ost-Usambara. Mit einer geologisch-agronomischen Uebersichtskarte . . . . . -421-
— Ueber lateritische Verwitterung in der Umgegend von Amani (Ostusambara) . . . . . -55-
Kraus, E. H.: Occurrence and distribution of Celestite-bearing rocks . . . . . -345-
Kraus, E. H. und W. F. Hunt: Das Vorkommen von Schwefel und Cölestin bei Maybee, Michigan . . . . . -345-
— Die Beziehungen von cölestinführenden Gesteinen zur Bildung von Schwefel und Schwefelwasserstoff . . . . . -345-
Krecke, F.: Sind die Roteisensteinlager des nassauischen Devon primäre oder sekundäre Bildungen? . . . . . -225-
Krusch, P.: Das Goldvorkommen von Roudny in Böhmen . . . -380-
— Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung . . . . . -73-
Lacroix, A.: Observations faites à la Montagne Pelée sur les conditions président à la production de la tridymite dans les roches volcaniques . . . . . -160-
— Sur la grandidiérite . . . . . -171-
— Sur un cas curieux de cristallisation du chlorure de sodium au cours de l'éruption de la Montagne Pelée . . . . . -157-
— Sur un gisement de redontite à la Martinique . . . . . -171-
— Sur un nouveau minéral, la giorgiosite . . . . . -13-
Lambe, L. M.: Description of new species of Testudo and Baena with remarks on some cretaceous forms . . . . . -137-
Lane, A. C.: The role of possible eutectics in rock magmas . . -197-
Lang, W. D.: The zone of Hoplites interruptus (Bruguière) at Black Ven, Charmouth . . . . . -264-
Laube, G. C.: Die böhmischen Bitterwässer . . . . . -191-
Leduc, A.: Sur le diamagnetisme du bismuth . . . . . -154-
Lehmann, O.: Bericht über die Demonstration der flüssigen Kristalle . . . . . -153-
— Die Gleichgewichtsform fester und flüssiger Kristalle . . . . -150-
— Drehung der Polarisationsebene und der Absorptionsrichtung bei flüssigen Kristallen . . . . . -149-
— Fließend-kristallinische Trichiten, deren Kraftwirkungen und Bewegungserscheinungen . . . . . -151-
— Homöotropie und Zwillingsbildung bei fließend-weichen Kristallen . . . . . -151-
— Näherungsweise Bestimmung der Doppelbrechung fester und flüssiger Kristalle . . . . . -149-
— Scheinbar lebende weiche Kristalle . . . . . -151-
Leith, C. K.: Rock cleavage . . . . . -56-
Leriche, M.: Observations sur la classification des assises paléocènes et éocènes du basin de Paris . . . . . -115-
Liebus, A.: Ueber die Foraminiferenfauna der Tertiärschichten von Biarritz . . . . . -311-
Lienenklaus †, E.: Die Ostracoden des Mainzer Tertiärbeckens -138-
Lienenklaus: Ueber das Alter der Sandsteinschichten des Hüggels -420-
Lindsey, C. R.: Note on the occurrence of Brookite in the Cleveland ironstone . . . . . -329-
Louderback, G. D.: Basin Range structure of the Humboldt-Region . . . . . -95-
Loup, L.: Sur les roches erratiques des environs de Genève . . -61-
Lovisato, D.: La Centrolite nel giacimento cuprifero di Bena (d)e Padru presso Ozieri (Sassari) . . . . . -336-

Seite

Loewinson-Lessing, F.: Notiz über die Umformung von Kristallen unter Druck . . . . . -80-
Lugeon, M.: Sur la coupe géologique du massif du Simplon . . -260-
Lugeon, M. et E. Argand: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont . . . . . -256-
— — Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont . . . . . -258-
Macco, A.: Die Eisenerzlagerstätten am Lake Superior . . . . -227-
Mariani, M.: Sopra alcuni avanzi di mammiferi quaternari trovati nell' alta Valla del Potenza . . . . . -132-
Martin, D.: Impressions produites par des bulles d'air sur de la vase -200-
Martin, J.: Das Studium der erratischen Gesteine im Dienste der Glazialforschung . . . . . -435-
Matthew, W. D.: The Collection of fossil Vertebrates . . . . -442-
— The fossil Carnivora Marsupials and Small Mammals in the American Museum of Natural History . . . . . -442-
Mauritz, B.: Beiträge zur kristallographischen Kenntnis der ungarischen Kupferkiese . . . . . -325-
Mayer-Eymar, K.: Liste der nummulitischen Turritelliden Aegyptens auf der geologischen Sammlung in Zürich . . . . -453-
Melczer, G.: Daten zur genaueren Kenntnis des Albit . . . . -332-
Menzel, H.: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 3. Das Kalktufflager von Alfeld an der Leine -432-
Merensky, H.: Neue Zinnerzvorkommen in Transvaal . . . . . -228-
Merrill, G. P.: On the origin of veins in asbestiform serpentine -170-
Mestwerdt, A.: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter . . . . . -417-
Meunier, St.: Remarquables pseudomorphoses rencontrées dans le sol de la place de la République, à Paris . . . . . -347-
— Sur des concrétions quartzeuses renfermées dans la Craie blanche de Margny (Oise) . . . . . -201-
Meyerhoffer, W.: Ueber Schmelzintervalle . . . . . -4-
Michael, R. (und E. Beyschlag): Die oberschlesischen Erzlagerstätten . . . . . -74-
Middleton, F. E.: On the Wash-outs in the Middle Coal-Measures of South Yorkshire . . . . . -362-
Milch, L.: Goethe und die Geologie . . . . . -42-
— Ueber die chemische Zusammensetzung eines Limburgits, eines phonolithischen Gesteines und einiger Sandsteine aus Paraguay (nach Analysen von A. Lindner) . . . . . -376-
— Ueber die Ganggesteine des Riesengebirgs-Granites . . . . . -57-
Millosevich, F.: Nuove forme e nuovo tipo cristallino dell' anatasio della Binnental . . . . . -15-
Moissan, H.: Sur l'augmentation de volume de la fonte liquide saturée de carbone au four électrique, au moment de la solidification . . . . . -154-
— Sur quelques expériences nouvelles relatives à la préparation du diamant . . . . . -153-
Moses, A. J.: The crystallization of Luzonite; and other crystallographic notes . . . . . -157-
Mourlon, M.: Compte rendu de l'Excursion géologique aux environs de Bruxelles dans la région faillée de Forest-Uccle . . . . . -429-
— Le Bruxellien des environs de Bruxelles . . . . . -429-
Mrazec, L.: Distribuirea geologică a zonelor petrolifere in România -390-
Naumann, E.: Aufnahmeergebnisse im SW. des Hainichs. Bericht über die Aufnahme der Blätter Henningsleben, Mihla und Treffurt in den Jahren 1903 und 1904 . . . . . -230-

Seite

Newton, R. B. and R. Holland: On some fossils from the I - lands of Formosa and Riu-Kiu (Loo Choo) . . . . . - 9 -
Nold, A.: Grundlagen einer neuen Theorie der Kristallstruktur - 315 - - 316 -
Nordenskjöld, O.: Petrographische Untersuchungen aus dem westantarktischen Gebiete . . . . . - 71 -
Oberdorfer, R.: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen - 203 -
Obermaier, H.: La station paléolithique de Krapina . . . . . - 277 -
Ochsenius, C.: Die Abtrennung voller Seebecken vom Meere infolge von Hebungen . . . . . - 194 -
— Hebungen und Verhinderung des Versalzens abflußloser Becken - 194 -
Oppenheim, P.: Ueber die Fossilien der Blättermergel von Theben . . . . . - 122 -
— Ueber einige Fossilien des Côte des Basques bei Biarritz . . - 439 -
— Ueber Tertiärfossilien, wahrscheinlich eocänen Alters, von Kamerun. Esch: Beiträge zur Geologie von Kamerun . . . - 122 -
Osborn, H. F.: New Miocene Rhinoceroses with Revision of known Species . . . . . - 133 -
Palache, Ch. und H. O. Wood: Kristallographische Untersuchung des Millerit . . . . . - 323 -
Pálfy, M. v.: Ueber die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdö und Gyergyóbélbor . . . . . - 94 -
Pantanelli, D.: Su gli otolithi fossili . . . . . - 297 -
Pantanelli, P.: Di un pozzo artesiano nella pianura fra Viareggio e Pietrasanta . . . . . - 79 -
Papp, K. v.: Heterodelphis leiodontus n. f. aus den miocänen Schichten des Komitates Sopron in Ungarn . . . . . - 449 -
Penck, A.: Die alpinen Eiszeitbildungen und der prähistorische Mensch . . . . . - 270 -
Penfield, S. L. and G. S. Jamieson: On Tychite, a new mineral from Borax Lake, California, and on its artificial production and its relation to Northupite . . . . . - 162 -
Perry, J. H.: Geology of Monadnock Mountain, New Hampshire - 215 -
Peruzzi, L.: Sui calcare a brucite di Teulada e sulla composizione mineralogica della predazzite . . . . . - 329 -
Pethö, J.: Die Kreide-(Hypersenon-)Fauna des Peterwardeiner (Péterváradu) Gebirges (Fruska Gora) . . . . . - 266 -
Petrascheck, W.: Ergänzungen zu J. J. Jahn's Aufsatz über ein Bonebed aus der böhmischen Kreide . . . . . - 428 -
Philippi, E: Die Geologie des von der deutschen Südpolar-Expedition besuchten antarktischen Gebietes . . . . . - 51 -
— Moorbildungen auf Kerguelen . . . . . - 51 -
— Windwirkungen, beobachtet auf der deutschen Südpolar-expedition . . . . . - 352 -
Picard, E.: Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. . . . . - 431 -
Pirsson, L. V.: Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana . . . . . - 373 -
Piutti, A. e L. d'Emilio: Analisi dell' acqua Apollo delle Sorgenti di Agnano . . . . . - 79 -
Platania, G.: Sulla velocità dei microsismi vulcanici . . . . . - 188 -
— Su un moto differenziale della spiaggia orientale dell' Etna . - 349 -
Pohl, O.: Basaltische Ergußgesteine vom Tepler Hochland . . . - 355 -
Popovici-Hatzeg, V.: Les Céphalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga (Massif de Bucegi, Roumanie) . . . . . - 120 -
Potonié, H.: Ueber die Flora der Etage H. In J. J. Jahn: Ueber die Etage H im mittelböhmischen Devon . . . . . - 145 -
— Ueber rezenten Pyropissit . . . . . - 347 -

Seite

Potonié, H. et Ch. Bernard: Flore Dévonienne de l'étage H de Barrande. Avec 156 fig. dans le texte. (Suite de l'ouvrage: Système silurienne du centre de la Bohème par Joachim Barrande, edité aux frais du fonds Barrande.) . . . . . -145-
Preiswerk, H.: Diopsid aus dem Eozoonkalk von Côte St. Pierre (Canada) . . . . . -168-
Prinz, G.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung Frechiella -141-
Purkyně, Cyr. Ritter v. und V. Spitzner: Rätselhafte Quarzit- und Konglomeratblöcke in der Gegend von Pilsen in Böhmen und auf dem Plateau von Drahany in Mähren . . . . . -353-
Quincke, G.: Ueber Eisbildung und Gletscherkorn . . . . . -326-
Ramsay, W.: Beiträge zur Geologie der rezenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin . . . . . -117-
Reed, F. R. C.: Mollusca from the Bokkeveld beds . . . . . -120-
— Sedgwick Museum Notes. New fossils from the Haverfordwest District. III. . . . . -138-
— Sedgwick Museum Notes. New fossils from the Haverfordwest District. IV. . . . . -140-
— The Classification of the Phacopidae . . . . . -139-
Regelmann, C.: Geologische Uebersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten . . . . . -84-
Reid, H. F.: The variation of glaciers. IX. . . . . -190-
Reinhard, M.: Absonderung bei einem Mergel . . . . . -202-
Reis, O. M.: Ueber Stylolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk . . . . . -201-
Reynolds, S. H.: A Monograph of the British Pleistocene Mammalia. 2. Part I. The Cave Hyaena . . . . . -442-
Richardson, G. B.: Report of a Reconnaissance in trans-Pecos, Texas, north of the Texas and Pacific Railway . . . . . -178-
Rimatori, C.: Analisi ponderale e spettroscopica di nuove blende sarde . . . . . -321-
Rinne, F.: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen . . . . . -147-
— Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes . . -364-
Roussel, J.: L'auréole calcaire des massifs granitiques des Pyrénées -214-
— Le gneiss dans les Pyrénées et son mode de formation . . . -213-
Rühlmann, H.: Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Eruptivgesteinen in der Gegend zwischen Böhmisch-Kamnitz und Kreibitz . . . . . -357-
Russell, J. C.: Physiographic problems of today . . . . . -44-
Ryba, F.: Zur Verbreitung der Kreideformation auf dem Blatte „Časlau und Chrudim“ . . . . . -111-
Sachs, A.: Die Erzlagerstätten Oberschlesiens. . . . . -74-
Sachse, J. H.: Ueber die physikalische Beschaffenheit nordwestdeutscher Erdöle . . . . . -390-
Sapper, K.: Die catalonischen Vulkane . . . . . -50-
Sass, C. und E. Geinitz: Brunnenbohrungen in Mecklenburg. Die Schwankungen des Grundwassers in Mecklenburg. II. . . -195-
Schaller, W. T.: Ueber Dumortierit . . . . . -19-
— Crystallography of Lepidolite . . . . . -18-
Schardt, H.: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon . . . . . -261-
Schei, P.: The Second Norwegian Polar Expedition in the Fram 1898—1902. Summary of Geological Results . . . . . -96-
Schenck, R.: Ueber die Natur der kristallinischen Flüssigkeiten und der flüssigen Kristalle . . . . . -153-

Seite

Schenck, R. und W. Heller: Ueber die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen . . . . . -320-
Schmidt, A.: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1901 bis 1. März 1902 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben . . . . . -187-
— Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1902 bis 1. März 1903 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben . . . . . -187-
— Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1903 bis 1. März 1904 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben . . . . . -187-
Schmidt, M.: Ueber Oberen Jura in Pommern. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie . . . . . -100-
Schöndorf, Fr.: Die Grorother Mühle, ein lehrreiches Profil des unteren Tertiärs des Mainzer Beckens . . . . . -113-
Schopp, R. und W. Schottler: Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre . . . . . -59-
Schoetensack, O.: Beiträge zur Kenntnis der neolithischen Fauna Mitteleuropas mit besonderer Berücksichtigung der Funde am Mittelrhein . . . . . -440-
Schottler, W.: Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain—Gedern . . . . . -59-
Schulz-Briesen: Das Deckgebirge des rheinisch-westfälischen Carbons . . . . . -105-
Segerberg, K. O.: De Anomura och Brachyura Dekapoderna inom Skandinaviens — Yngre Krita . . . . . -141-
Sernander, R.: Flytjord i svenska fjälltrakter. En botaniskgeologisk undersökning . . . . . -350-
Sieber: Fossile Süßwasser-Ostracoden aus Württemberg . . . . -138-
Siegert und Weissermel: Ueber die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels . . . . . -432-
Siemiradzki, J. v.: Die obere Kreide in Polen . . . . . -110-
Sigmund, A.: Ueber einige seltene Minerale in Niederösterreich -174-
Silvestri, A.: Forme notevoli di Rizopodi tirrenici . . . . . -308-
— Forme nuove e poco conosciute di Protozoi miocenici piemontesi -308-
— Lageninae del Mar Tirreno . . . . . -309-
— La Sagrina nodosa del pliocene senese . . . . . -309-
— Sulla Lepidocyclina marginata (Michelotti) . . . . . -457-
Simionescu, J.: Das Alter der Klaus-Schichten in den Südkarpathen -120-
— Les Ammonites jurassiques de Bucegi . . . . . -120-
Simoens, G.: Un exemple de transgression marine secondaire au sein d'un cycle sédimentaire type . . . . . -428-
Sinzow, J.: Beschreibung einiger Douvilléiceras-Arten aus dem Oberen Neocom Rußlands . . . . . -141-
Sjögren, H.: Inneslutningar i en gångkvartz från Salangen i Norge . . . . . -363-
Skeats, E. W.: On the Chemical and Mineralogical Evidence as to the Origin of the Dolomites of Southern Tyrol . . . . . -206-
Slatowratsky, N. und G. Tammann: Erweichen Kristalle in der Nähe ihres Schmelzpunktes? . . . . . -10-
Slavík, Fr.: Bemerkung zu demselben Aufsatze . . . . . -353-
— Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien -362-
— Ueber den Baryt und Anglesit von Mies. Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien. II. Teil . . -24-
— Zwei Kontakte von mittelböhmischem Granit mit Kalkstein . -360-
Slavík, M.: Gabbrodiorit von Ober-Břežany . . . . . -361-
Smith, G. F. H.: An improved form of Refractometer . . . . . -32-

Seite

Smith, J. P.: The comparative stratigraphy of the Marine Trias of Western America . . . . . -98-
Sodoffsky, G.: Die Gipslager in den Gouvernements Livland und Pleskau . . . . . -229-
Solly, R. H.: Some new minerals from the Binnental, Switzerland -30-
Spezia, G.: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del Quarzo . . . . . -80- -159-
Sroslík, J.: Der Bergbau auf Eisenerz bei Konic . . . . . -381-
Stehlin, H. G.: Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. Kritischer Katalog der Materialien. II. Teil. Palaeotherium, Plagiolophus, Propalaeotherium. III. Teil. Lophiotherium, Anchilophus, Pachynolophus . . . . . -282-
Steinmann, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II.: Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine . . . . . -88-
— Ueber eine stockbildende Nubecularia aus der sarmatischen Stufe (N. caespitosa n. f.) . . . . . -311-
Stille, H.: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn . . . . . -414-
— Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes . . . . . -86-
— Ueber den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister . . . . . -412-
— Ueber die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna . . . . . -105-
— Ueber präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Egge-Gebirges . . . . . -86-
— Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens . . . . . -86-
Stolley, E.: Ueber zwei neue Faunen des norddeutschen Gaults -425-
— Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide . . . . . -426-
Stolpe, P.: Beobachtungen in Upsala bei dem Erdbeben am 23. Oktober 1904 . . . . . -188-
Strahan, A.: Abnormal section of chloritic marl at Mupe Bay, Dorset . . . . . -264-
Stremme, H.: Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine -48-
Stromer, E.: Bemerkungen über Protozoen . . . . . -455-
— Bericht über die Sammlungsergebnisse einer paläontologisch-geologischen Forschungsreise nach Aegypten . . . . . -422-
— Geographische und geologische Beobachtungen im Uadi Natrûn und Fâregh in Aegypten . . . . . -422-
Struthers, J. and J. H. Pratt: The Production of Tin in 1903 -160-
Stutzer, O.: Die „Weiße Erdenzeche St. Andreas" bei Aue, ein Beitrag zur Frage nach der Genesis der Kaolinlagerstätten . -202-
Suess, E.: Farewell Lecture (by Prof. E. Suess on resigning his professorship) . . . . . -42-
Taubert, E.: Beitrag zur Kenntnis polymorpher Körper . . . . -316-
Termier, P.: Les Brèches de friction dans le granite et dans le calcaire cristallin à Moiné-Mendia, près Hélette (Basses-Pyrénées) et leur signification tectonique . . . . . -212-
Tordis, E. und E. H. Kanter: Beiträge zur Kenntnis der Silikate. VI. Reaktion zwischen Quarz und Alkalilaugen . . . . -12-
Toucas, A.: Etudes sur la Classification et l'Evolution des Hippurites. II. . . . . -453-

Seite

Toula, F.: Ueber eine neue Krabbe (Cancer Bittneri n. sp.) aus dem miocänen Sandstein von Kalksburg bei Wien . . . . . -138-
Traino, E.: Sull' Anglesite dei giacimenti metalliferi della Provincia di Messina . . . . . -26-
Tyrrell, J. B.: Crystosphenes or buried sheets of ice in the tundra of northern America . . . . . -190-
Uhlig, V.: Bau und Bild der Karpathen . . . . . -395-
Uličný, J.: Mineralogische Nachlese in Westmähren . . . . . -174-
Ulrich, E. O. and W. St. T. Smith: The Lead, Zinc, and Fluorspar Deposits of Western Kentucky . . . . . -180-
Velge, G.: La géologie des Mines de Louvain . . . . . -430-
Viola, C. M.: Physikalische Chemie und Kristallographie . . . -313-
Vogt, J. H. L.: Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. I. Ueber die Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen . . . . -12-
— Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. II. Ueber die Schmelzpunkterniedrigung der Silikatschmelzlösungen . . -10-
— Die Theorie der Silikatschmelzlösungen . . . . . -8-
Walcott, Ch. D.: Cambrian brachiopods with descriptions of new genera and species . . . . . -307-
Wallerant, F.: Sur le polymorphisme et l'isomorphisme des azotates alcalins . . . . . -164-
— Sur les azotates de potasse et d'ammoniaque, et sur la loi de Bravais . . . . . -318-
— Sur l'isodimorphisme . . . . . -318- -319-
Watson, T. L.: A preliminary report on the Beauxite deposits of Georgia . . . . . -161-
— Die Eisenockerlagerstätten von Cartersville in Georgia . . . -225-
— Granites of North Carolina . . . . . -219-
— Orbicular Gabbro-Diorite from Davie-County, North Carolina -217-
— The Leopardite (Quarz-Porphyry) on North Carolina . . . . -216-
Weber, M.: Ueber tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos . -450-
Weidman, S.: Wide spread occurrence of fayalite in certain igneous rocks of central Wisconsin . . . . . -220-
Wichmann, A.: Over Ardennengesteenten in het Nederlandsche Diluvium benoorden den Rijn . . . . . -118-
— Ueber die Vulkane von Nord-Sumatra . . . . . -49-
Wilckens, O.: Ein neues Vorkommnis von Nephelinbasalt im badischen Oberlande . . . . . -60-
Wiman, K.: Paläontologische Notizen 3—6 . . . . . -298-
Wohnig. K.: Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochland . . . . . -353-
Wollemann, A.: Alte und neue Aufschlüsse im Flammenmergel, Varians-Pläner und Turon in der Umgegend von Braunschweig -428-
Woodward, H.: Further Note on Cyclus Johnsoni, from the coal-measures near Dudley . . . . . -140-
— Note on a fossil Crab and a group of Balani discovered in concretions on the Beach at Ormara Headland, Mekran Coast -139-
— On a Collection of Trilobites from the upper cambrian of Shantung, North China . . . . . -139-
— On „Pyrgoma cretacea", a cirripede, from the Upper Chalk of Norwich and Margote . . . . . -140-
— On some crustacea collected by Miss Caroline Bibley and Miss L. Copland from the Upper Cretaceous of Faxe, Denmark -141-
Wright, F. E.: The determination of the optical character of birefracting minerals . . . . . -148-

Seite

Wright, W. and B. C. Polkinghorne: The discovery of Marsupites in the Chalk of the Croydon area . . . . . -107-
Zambonini, F.: Beiträge zur kristallographischen Kenntnis einiger unorganischer Verbindungen. 3. Die Wolframate von Calcium, Strontium und Baryum . . . . . -344-
— Ricerche su alcune zeoliti . . . . . -337-
— Ueber die Drusenmineralien des Syenits der Gegend von Biella -33-
Zemcuzny, S. und F. Loewinson-Lessing: Porphyrartige Struktur und Eutektik . . . . . -197-
Zimanyi, K.: Ueber die Lichtbrechung des Fluorapatits von Pisek . . . . . -22-
Zimmermann, E.: Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen -409-
Zirkel, F.: Ueber die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Petrographie und angrenzenden Wissenschaften . . . . . -52-
Zirkel, F. und R. Reinisch: Untersuchung des vor Enderby-Land gedredschten Gesteinsmateriales . . . . . -370-

Referate.

Materien-Verzeichnis.

Mineralogie.

Allgemeines. Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie. Flüssige Kristalle.

Seite

Friedel, G.: Sur les bases expérimentales de l'hypothèse réticulaire . . . . . -1-
Hernando, B. y Monge: Estudios sobre des arrollo de maclas -3-
Gaubert, P.: Sur la syncristallisation de deux substances différentes . . . . . -3-
Meyerhoffer, W.: Ueber Schmelzintervalle . . . . . -4-
Doelter, C.: Die Silikatschmelzen. I. und II. . . . . -4-
— Die Silikatschmelzen. Dritte Mitteilung . . . . . -5-
Vogt, J. H. L.: Die Theorie der Silikatschmelzlösungen . . . . -8-
Brun, A.: Etude sur le point de fusion des minéraux . . . . . -10-
Slatowratsky, N. und G. Tammann: Erweichen Kristalle in der Nähe ihres Schmelzpunktes? . . . . . -10-
Vogt, J. H. L.: Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. II. Ueber die Schmelzpunkterniedrigung der Silikatschmelzlösungen . . . . . -10-
— Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. I. Ueber die Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen . . . . . -12-
Tordis, E. und E. H. Kanter: Beiträge zur Kenntnis der Silikate. VI. Reaktion zwischen Quarz und Alkalilaugen. . . . -12-
Rinne, F.: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen . . . . . -147-
Haas, H.: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an technischen Hochschulen und Universitäten. . . . . -148-
Friedel, G.: Sur la loi de Bravais et la loi des macles dans Haüy . . . . . -148-
Wright, F. E.: The determination of the optical character of birefracting minerals. . . . . -148-
Lehmann, O.: Näherungsweise Bestimmung der Doppelbrechung fester und flüssiger Kristalle . . . . . -149-

Seite

Lehmann, O.: Drehung der Polarisationsebene und der Absorptionsrichtung bei flüssigen Kristallen . . . . . -149-
— Die Gleichgewichtsform fester und flüssiger Kristalle . . . . -150-
Bühner, C.: Beiträge zur Kenntnis der kristallinischen Flüssigkeiten . . . . . -150-
Lehmann, O.: Fließend-kristallinische Trichiten, deren Kraftwirkungen und Bewegungserscheinungen . . . . . -151-
— Homöotropie und Zwillingsbildung bei fließend-weichen Kristallen . . . . . -151-
— Scheinbar lebende weiche Kristalle . . . . . -151-
Schenck, R.: Ueber die Natur der kristallinischen Flüssigkeiten und der flüssigen Kristalle . . . . . -153-
Lehmann, O.: Bericht über die Demonstration der flüssigen Kristalle . . . . . -153-
Viola, C. M.: Physikalische Chemie und Kristallographie . . . -313-
Hilton, H.: Some applications of the gnomonic projection to crystallography . . . . . -314-
— The construction of crystallographic Projections . . . . . -314-
Nold, A.: Grundlagen einer neuen Theorie der Kristallstruktur -315- -316-
Hlawatsch, C.: Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralien . . . . . -316-
Taubert, E.: Beitrag zur Kenntnis polymorpher Körper . . . . -316-
Wallerant, F.: Sur les azotates de potasse et d'ammoniaque, et sur la loi de Bravais . . . . . -318-
— Sur l'isodimorphisme . . . . . -318- -319-

Einzelne Mineralien.

Lacroix, A.: Sur un nouveau minéral, la giorgiosite . . . . . -13-
Gaubert, P.: Sur les états cristallins du soufre . . . . . -13-
Blake, W. P.: Jodobromit in Arizona . . . . . -15-
Köchlin, R.: Analyse von Dognacskait . . . . . -15-
Millosevich, F.: Nuove forme e nuovo tipo cristallino dell' anatasio della Binnental . . . . . -15-
Fantappiè, L.: Studio cristallografico del Peridoto di Montefiascone . . . . . -17-
Schaller, W. T.: Crystallography of Lepidolite . . . . . -18-
Cornu, F.: Ueber Zeophyllit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge . . . . . -18-
Schaller, W. T.: Ueber Dumortierit . . . . . -19-
Zimanyi, K.: Ueber die Lichtbrechung des Fluorapatits von Pisek . . . . . -22-
Köchlin, R.: Cölestin von Häring in Tirol . . . . . -23-
Slavik, F.: Ueber den Baryt und Anglesit von Mies. Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien. II. Teil . . . . . -24-
Traino, E.: Sull' Anglesite dei giacimenti metalliferi della Provincia di Messina . . . . . -26-
Clotten, F. E.: Die Zinn- und Wolframvorkommen von Nord-Queensland . . . . . -26-
Moissan, H.: Sur quelques expériences nouvelles relatives à la préparation du diamant . . . . . -153-
Leduc, A.: Sur le diamagnetisme du bismuth . . . . . -154-
Moissan, H.: Sur l'augmentation de volume de la fonte liquide saturée de carbone au four électrique, au moment de la solidification . . . . . -154-

Seite

Hoffmann, G. Chr.: Souesite, a native iron-nickel alloy occurring in the auriferous gravels of the Fraser, province of British Columbia . . . . . -155-
Jamieson, G. S.: On the natural iron-nickel alloy, Awaruite . -155-
Guertler, W. und G. Tammann: Ueber die Legierungen des Nickels und Kobalts mit Eisen . . . . . -157-
Lacroix, A.: Sur un cas curieux de cristallisation du chlorure de sodium au cours de l'éruption de la Montagne Pelée . . . -157-
Moses, A. J.: The crystallization of Luzonite; and other crystallographic notes . . . . . -157-
Cornu, F. und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Valentinit von Procchio (Insel Elba). . . . . -158-
Égoroff, N.: Sur le dichroisme produit par le radium dans le quartz incolore et sur un phénomène thermo-électrique observé dans le quartz enfermé en stries . . . . . -158-
Spezia, G.: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del quarzo . . . . . -159-
Lacroix, A.: Observations faites à la Montagne Pelée sur les conditions président à la production de la tridymite dans les roches volcaniques . . . . . -160-
Struthers, J. and J. H. Pratt: The Production of Tin in 1903 -160-
Watson, T. L.: A preliminary report on the Beauxite deposits of Georgia . . . . . -161-
Penfield, S. L. and G. S. Jamieson: On Tychite, a new mineral from Borax Lake, California, and on its artificial production and its relation to Northupite . . . . . -162-
Cornu, F. und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Kupfererz aus dem Valle Sacca bei Kimpolung (Bukowina) . -164-
Wallerant, F.: Sur le polymorphisme et l'isomorphisme des azotates alcalins . . . . . -164-
Preiswerk, H.: Diopsid aus dem Eozoonkalk von Côte St. Pierre (Canada) . . . . . -168-
Cornu, F. und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Anthophyllit aus dem Biotit-Granitit von Fonte del Prete (Elba) . . . . . -169-
Merrill, G. P.: On the origin of veins in asbestiform serpentine -170-
Cornu, F. und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Datolith von Pareu Cailor bei Pozoritta (Bukowina) . . . . -170-
Lacroix, A.: Sur la grandidiérite . . . . . -171-
— Sur un gisement de redontite à la Martinique . . . . . -171-
Graton, L. C. and W. T. Schaller: Purpurite, a new mineral -172-
Schenck, R. und W. Heller: Ueber die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen . . . . . -320-
Heller, W.: Beiträge zur Theorie des Eisenhochofenprozesses und Untersuchungen über die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen. . . . . -320-
Crookes, W.: A New Formation of Diamond. . . . . -320-
Harker, J. A.: On a new type of electric furnace, with a determination of the melting-point of Platina . . . . . -321-
Hoff, J. H. van't: Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Die Calciumvorkommnisse bis 25° . . . . . -321-
Rimatori, C.: Analisi ponderale e spettroscopica di nuove blende sarde . . . . . -321-
Palache, Ch. und H. O. Wood: Kristallographische Untersuchung des Millerit. . . . . -323-
Mauritz, B.: Beiträge zur kristallographischen Kenntnis der ungarischen Kupferkiese . . . . . -325-

Seite

Quincke, G.: Ueber Eisbildung und Gletscherkorn . . . . . -326-
Goldschmidt, V.: Quarzzwilling nach r = 10 . . . . . -327-
— Ueber die Zwillingsgesetze des Quarz . . . . . -328-
Lindsey, C. R.: Note on the occurrence of Brookite in the Cleveland ironstone . . . . . -329-
Peruzzi, L.: Sui calcare a brucite di Teulada e sulla composizione mineralogica della predazzite . . . . . -329-
Holland, T. H.: General report of the geological survey of India for the period april 1903 to december 1904. Laterite . . . -330-
— The occurrence of Bauxite in India . . . . . -330-
Melczer, G.: Daten zur genaueren Kenntnis des Albit . . . . -332-
Kalkowsky, E.: Die Markasit-Patina der Pfahlbau-Nephrite. . -334-
Lovisato, D.: La Centrolite nel giacimento cuprifero di Bena(d)e Padru presso Ozieri (Sassari) . . . . . -336-
Clarke, F. W.: Ueber basische Substitutionen in den Zeolithen -336-
Zambonini, F.: Ricerche su alcune zeoliti . . . . . -337-
Ferro, A.: L'aqua nell' heulandite di Montecchio Maggiore. . . -341-
Currie, J.: Note on some new localities for Gyrolite and Tobermorite . . . . . -343-
Katzer, F.: Ueber einen Brasil-Monazitsand aus Bahia . . . . -343-
Zambonini, F.: Beiträge zur kristallographischen Kenntnis einiger unorganischer Verbindungen. 3. Die Wolframate von Calcium, Strontium und Baryum . . . . . -344-
Kraus, E. H.: Occurrence and distribution of Celestite-bearing rocks. . . . . -345-
Kraus, E. H. und W. F. Hunt: Das Vorkommen von Schwefel und Cölestin bei Maybee, Michigan . . . . . -345-
— — Die Beziehungen von cölestinführenden Gesteinen zur Bildung von Schwefel und Schwefelwasserstoff . . . . . -345-
Meunier, St.: Remarquables pseudomorphoses rencontrées dans le sol de la place de la République, à Paris . . . . . -347-
Potonié, H.: Ueber rezenten Pyropissit . . . . . -347-

Vorkommen der Mineralien. Mineralfundorte.

Baumhauer, H.: Die Mineralien des Binnentals . . . . . -27-
Solly, R. H.: Some new minerals from the Binnental, Switzerland -30-
Smith, G. F. H.: An improved form of Refractometer . . . . . -32-
Evans, J. W.: On some new forms of Quartz-wedge and their uses . . . . . -32-
Zambonini, F.: Ueber die Drusenmineralien des Syenits der Gegend von Biella . . . . . -33-
Cornu, F. und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Die Minerale der Graphitlagerstätte von Regens bei Iglau (Graphit, Wavellit, Variscit, Kaolin, Chloropal). . . . . -173-
Uličný, J.: Mineralogische Nachlese in Westmähren . . . . . -174-
Sigmund, A.: Ueber einige seltene Minerale in Niederösterreich -174-
D'Achiardi, G.: I minerali dei marmi di Carrara . . . . . -175-
— I minerali dei marmi di Carrara. Agiunte alle parti 1a e 2a -176-
— I minerali dei marmi di Carrara (Parte terza). Epidoto. Miche. Anfiboli. Albite. Scapolite . . . . . -176-
Richardson, G. B.: Report of a Reconnaissance in trans-Pecos, Texas, north of the Texas and Pacific Railway . . . . . -178-
Bain, H. F.: The Fluorspar deposits of Southern Illinois . . . . -180-
— Zinc and Lead Deposits of North-western Illinois . . . . . -180-
Grant, U. S.: Zinc and Lead Deposits of South-western Wisconsin . . . . . -180-

Seite

Ulrich, E. O. and W. St. T. Smith: The Lead, Zinc, and Fluorspar Deposits of Western Kentucky . . . . . -180-
Barlow, A. E.: Report on the origin, geological relations and composition of the Nickel and Copper deposits of the Sudbury Mining District . . . . . -181-
Böggild, O. B.: The minerals from the Basalt of East-Greenland -182-

Geologie.

Allgemeines.

Milch, L.: Goethe und die Geologie . . . . . -42-
Suess, E.: Farewell Lecture (by Prof. E. Suess on resigning his professorship) . . . . . -42-
Russell, J. C.: Physiographic problems of today . . . . . -44-
Hise, Ch. R. van: The problems of Geology . . . . . -45-
Davis, W. M.: The relations of the earthsciences in view of their progress in the nineteenth Century . . . . . -45-

Physikalische Geologie.

Koch, K. R.: Relative Schweremessungen in Württemberg II. Mit einem Anhang: Ein Hypsometer mit elektrischer Temperaturmessung . . . . . -46-
— Relative Schweremessungen in Württemberg III. Mit einem Anhang: Versuche, dem Magazinthermometer und dem Pendel gegen Temperaturänderungen die gleiche Trägheit zu geben . -46-
— Relative Schweremessungen in Württemberg IV . . . . . -46-
Branco, W.: Ueber H. Höfer's Erklärungsversuch der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen . . . . . -47-
Stremme, H.: Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine -48-
Grenander, S.: Les variations annuelles de la température dans les lacs suedois . . . . . -49-
Wichmann, A.: Ueber die Vulkane von Nord-Sumatra . . . . -49-
Sapper, K.: Die catalonischen Vulkane . . . . . -50-
Philippi, E.: Die Geologie des von der deutschen Südpolar-Expedition besuchten antarktischen Gebietes . . . . . -51-
— Moorbildungen auf Kerguelen . . . . . -51-
Schmidt, A.: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1901 bis 1. März 1902 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben . . . . . -187-
— Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1902 bis 1. März 1903 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben . . . . . -187-
— Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1903 bis 1. März 1904 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben . . . . . -187-
Stolpe, P.: Beobachtungen in Upsala bei dem Erdbeben am 23. Oktober 1904 . . . . . -188-
Platania, G.: Sulla velocità dei microsismi vulcanici . . . . . -188-
Iddings, J. P.: A fracture valley system . . . . . -188-
Henderson, J.: Arapahoe glacier in 1903 . . . . . -189-
Tyrrell, J. B.: Crystosphenes or buried sheets of ice in the tundra of northern America . . . . . -190-
Reid, H. F.: The variation of glaciers. IX. . . . . -190-
Laube, G. C.: Die böhmischen Bitterwässer . . . . . -191-

Seite

Jentzsch, A.: Ueber die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen . . . . . -193-
Ochsenius, C.: Hebungen und Verhinderung des Versalzens abflußloser Becken . . . . . -194-
— Die Abtrennung voller Seebecken vom Meere infolge von Hebungen . . . . . -194-
Daneš, J.: Das Flußgebiet der unteren Narenta . . . . . -195-
Sass, C. und E. Geinitz: Brunnenbohrungen in Mecklenburg. Die Schwankungen des Grundwassers in Mecklenburg. II. . . -195-
Elbert, J.: Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung . . . . . -196-
— Ueber die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee . . -196-
Geinitz, E.: Die Einwirkung der Silvestersturmflut 1904 auf die mecklenburgische Küste . . . . . -196-
Platania, G.: Su un moto differenziale della spiaggia orientale dell' Etna . . . . . -349-
Braun, G.: Zur Morphologie des Volterrano . . . . . -349-
Högbom, A. G.: Om s. k. „jäslera“ och om villkoren för dess bildning . . . . . -350-
Sernander, R.: Flytjord i svenska fjälltrakter. En botaniskgeologisk undersökning . . . . . -350-
Hofman-Bang, O.: Studien über schwedische Fluß- und Quellwasser . . . . . -351-
Philippi, E.: Windwirkungen, beobachtet auf der deutschen Südpolarexpedition . . . . . -352-
Purkyně, Cyr. Ritter von und V. Spitzner: Rätselhafte Quarzit- und Konglomeratblöcke in der Gegend von Pilsen in Böhmen und auf dem Plateau von Drahany in Mähren . . . . . -353-
Slavík, Fr.: Bemerkung zu demselben Aufsatze . . . . . -353-

Petrographie.

Zirkel, F.: Ueber die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Petrographie und angrenzenden Wissenschaften . . . . . -52-
Kaiser, E.: Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte . . . -53-
Koert, W.: Ueber lateritische Verwitterung in der Umgegend von Amani (Ostusambara) . . . . . -55-
Leith, C. K.: Rock cleavage . . . . . -56-
Bonney, T. G. and C. Raisin: The microscopic structure of minerals forming Serpentine, and their Relation to its History -56-
Milch, L.: Ueber die Ganggesteine des Riesengebirgs-Granites . -57-
Klemm, G.: Ueber einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen . . . . . -58-
Schottler, W.: Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain—Gedern . . . . . -59-
Schopp, R. und W. Schottler: Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre . . . . . -59-
Haase, E.: Kann der Porphyr von Schwertz als die Urform der hallischen Porphyre betrachtet werden? . . . . . -60-
Wilckens, O.: Ein neues Vorkommnis von Nephelinbasalt im badischen Oberlande . . . . . -60-
Loup, L.: Sur les roches erratiques des environs de Genève . . -61-
Fischer, O.: Ueber einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv) . . . . . -62-
Harker, A. and C. T. Clough: The tertiary igneous rocks of Skye . . . . . -64-

Seite

Nordenskjöld, O.: Petrographische Untersuchungen aus dem westantarktischen Gebiete . . . . . -71-
Brögger, W. C.: Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes nach ihren geologischen Verwandtschaftsbeziehungen geordnet . . . . . -196-
Lane, A. C.: The role of possible eutectics in rock magmas . . -197-
Zemczuzny, S. und F. Loewinson-Lessing: Porphyrartige Struktur und Eutektik . . . . . -197-
Gürich, G.: Granit und Gneis. Ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine . . . . . -198-
Martin, D.: Impressions produites par des bulles d'air sur de la vase . . . . . -200-
Meunier, St.: Sur des concrétions quartzeuses renfermées dans la Craie blanche de Margny (Oise) . . . . . -201-
Douvillé, H.: Observation . . . . . -201-
Reis, O. M.: Ueber Stylolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk . . . . . -201-
Reinhard, M.: Absonderung bei einem Mergel . . . . . -202-
Stutzer, O.: Die „Weiße Erdenzeche St. Andreas" bei Aue, ein Beitrag zur Frage nach der Genesis der Kaolinlagerstätten . -202-
Hildebrand, O.: Petrographische Untersuchung einiger Steinwerkzeuge aus Westpreußen . . . . . -202-
Jentzsch, A.: Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen . . . . . -202-
Oberdorfer, R.: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen . . . . . -203-
Gaiser, E.: Basalte und Basaltuffe der schwäbischen Alb . . . -205-
Skeats, E. W.: On the Chemical and Mineralogical Evidence as to the Origin of the Dolomites of Southern Tyrol . . . . . -206-
Klemm, G.: Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. II. . . . . -208-
— Ueber Blasenzüge aus dem Melaphyr . . . . . -210-
Blake, J. F.: On the Order of Succession of the Manx Slates in their Northern Half, and its Bearing on the Origin of the Schistose Breccia associated therewith . . . . . -210-
Elsden, J. V.: On the Igneous Rocks occurring between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire) . . . . . -210-
Deprat, J.: Note sur une diabase ophitique d'Épidaure (Péloponnèse) . . . . . -212-
Termier, P.: Les Brèches de friction dans le granite et dans le calcaire cristallin à Moiné-Mendia, près Hélette (Basses-Pyrénées) et leur signification tectonique . . . . . -212-
Roussel, J.: Le gneiss dans les Pyrénées et son mode de formation . . . . . -213-
— L'auréole calcaire des massifs granitiques des Pyrénées . . . -214-
Gilbert, G. K.: Domes and dome structure of the high Sierra . -214-
Perry, J. H.: Geology of Monadnock Mountain, New Hampshire -215-
Eckel, E. C.: On a California roofing slate of igneous origin . . -215-
— On the chemical composition of american shales and roofing slates . . . . . -215-
Watson, Th. L.: The Leopardite (Quarz-Porphyry) on North Carolina . . . . . -216-
Iddings, J. P.: Quartz-Feldspar-Porphyry (Granophyro-Liparose-Alaskose) from Llano, Texas . . . . . -216-
Watson, Th. L.: Orbicular Gabbro-Diorite from Davie-County, North Carolina . . . . . -217-

Seite

Gordon, C. H.: On the pyroxenites of the Grenville series in Ottawa County, Canada . . . . . -217-
Holway, R. S.: Eclogites in California . . . . . -218-
Watson, Th. L.: Granites of North Carolina . . . . . -219-
Howe, E.: An occurrence of Greenstone schists in the San Juan Mountains, Colorado . . . . . -219-
Weidman, S.: Wide spread occurrence of fayalite in certain igneous rocks of central Wisconsin . . . . . -220-
Cross, Wh.: An occurrence of trachyte on the island of Hawaii -221-
Wohnig, K.: Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochland . . . . . -353-
Pohl, O.: Basaltische Ergußgesteine vom Tepler Hochland . . . -355-
Rühlmann, H.: Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Eruptivgesteinen in der Gegend zwischen Böhmisch-Kamnitz und Kreibitz . . . . . -357-
Slavík, Fr.: Zwei Kontakte von mittelböhmischem Granit mit Kalkstein . . . . . -360-
Slavík, M.: Gabbrodiorit von Ober-Březany . . . . . -361-
Slavík, Fr.: Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien . . . . . -362-
Middleton, F. E.: On the Wash-outs in the Middle Coal-Measures of South Yorkshire . . . . . -362-
Sjögren, H.: Inneslutningar i en gångkvartz från Salangen i Norge . . . . . -363-
Bäckström, H.: Ein Kugelgranit von Spitzbergen . . . . . -363-
Rinne, F.: Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes . . . . . -364-
Zirkel, F. und R. Reinisch: Untersuchung des vor Enderby-Land gedredschten Gesteinsmaterials . . . . . -370-
Haehl, H. L. and R. Arnold: The miocene Diabase of the Santa Cruz Mountains in San Mateo County, California . . . -372-
Pirsson, L. V.: Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana . . . . . -373-
Högbom, A. G.: Zur Petrographie der Kleinen Antillen . . . . -376-
Milch, L.: Ueber die chemische Zusammensetzung eines Limburgits, eines phonolithischen Gesteines und einiger Sandsteine aus Paraguay (nach Analysen von A. Lindner) . . . . . -376-

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Bleininger, A. V.: The Manufacture of Hydraulic Cements . . -72-
Eno, F. H.: The Uses of Hydraulic Cements . . . . . -73-
Krusch, P.: Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung -73-
Gürich, G.: Mitteilungen über die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes . . . . . -74-
Michael, R. (und E. Beyschlag): Die oberschlesischen Erzlagerstätten . . . . . -74-
Sachs, A.: Die Erzlagerstätten Oberschlesiens . . . . . -74-
Beyschlag, E.: Diskussions-Bemerkung zu den „Mitteilungen über die Erzlagerstätten Oberschlesiens“ . . . . . -74-
Koch, A.: Die geologischen Verhältnisse des Bergzuges von Rudobánya—Szt. András . . . . . -78-
Angelis d'Ossat, G. de: Sulle condizioni sfavorevoli per i pozzi artesiani tra Roma ed i Colli Laziali . . . . . -79-
Piutti, A. e L. d'Emilio: Analisi dell' acqua Apollo delle Sorgenti di Agnano . . . . . -79-

Seite

Pantanelli, P.: Di un pozzo artesiano nella pianura fra Viareggio e Pietrasanta . . . . . -79-
Frech, F.: Ueber die Zukunft des Eisens . . . . . -222-
Koniouchevsky, L. et P. Kovalew: Les gisements de fer de la région minière de Bakal . . . . . -222-
Duparc, L. et L. Mrazek: Le minerai de fer de Troïtsk . . . -223-
— — Sur le minerai de fer de Troïtsk, Oural du Nord . . . . . -223-
Krecke, F.: Sind die Roteisensteinlager des nassauischen Devon primäre oder sekundäre Bildungen? . . . . . -225-
Chelius, C.: Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung . . . . . -225-
Watson, Th. L.: Die Eisenockerlagerstätten von Cartersville in Georgia . . . . . -225-
Die Manganerzindustrie Brasiliens . . . . . -226-
Macco, A.: Die Eisenerzlagerstätten am Lake Superior . . . . -227-
Merensky, H.: Neue Zinnerzvorkommen in Transvaal . . . . . -228-
Sodoffsky, G.: Die Gipslager in den Gouvernements Livland und Pleskau . . . . . -229-
Barvíř, H. L.: Geologische und bergbaugeschichtliche Notizen über die einst goldführende Umgebung von Neu-Knín und Stěchovic in Böhmen . . . . . -379-
Eypert, O.: Der Golderzbergbau am Roudny in Böhmen . . . -380-
Krusch, P. Das Goldvorkommen von Roudny in Böhmen . . . -380-
Sroslik, J.: Der Bergbau auf Eisenerz bei Konic . . . . . -381-
Katzer, F.: Die Schwefelkies- und Kupferkieslagerstätten Bosniens und der Hercegovina . . . . . -381-
Hayes, C. W. and W. Kennedy: Oil fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain . . . . . -383-
Bownocker, J. A.: The occurrence and exploitation of petroleum and natural gas in Ohio . . . . . -386-
Sachse, J. H.: Ueber die physikalische Beschaffenheit nordwestdeutscher Erdöle . . . . . -390-
Mrazec, L.: Distribuirea geologică a zonelor petrolifere in România . . . . . -390-
Alimanestianu, C., L. Mrazec und Vintila Bratianu: Arbeiten der mit dem Studium der Petroleumregionen (Rumäniens) betrauten Kommission . . . . . -390-

Experimentelle Geologie.

Spezia, G.: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del Quarzo . . . . . -80-
Loewinson-Lessing, F.: Notiz über die Umformung von Kristallen unter Druck . . . . . -80-

Geologische Karten.

Hibsch, J. E.: Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt XI: Kostenblatt—Milleschau nebst Erläuterungen . . . -81-
Geologische Karte der Schweiz mit Zugrundelegung der Dufour'schen Karte der Schweiz in 25 Blättern 1:100000. Blatt XVI. (Genève—Lausanne.) 2. Aufl. Révision et levés géol. nouveaux du Jura et du Plateau tertiaire et quaternaire sur les deux rives du Léman par H. Schardt. Les Alpes du Chablais d'après la carte géol. française de E. Renevier et M. Lugeon . . . . . -83-

Seite

Regelmann, C.: Geologische Uebersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten . . . . . -84-

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 112. Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstädt, Kella, Lengenfeld. Vorbereitet durch G. Meyer, O. Speyer, H. Pröscholdt, O. Zeise, H. Bücking; erläutert durch O. Zeise, Er. Kaiser und E. Naumann. Lief. 128. Langensalza, Langula, Henningsleben (Großenbehringen) . . . -229-

Naumann, E.: Aufnahmeergebnisse im SW. des Hainichs. Bericht über die Aufnahme der Blätter Henningsleben, Mihla und Treffurt in den Jahren 1903 und 1904 . . . . . -230-

Geologische Beschreibung einzelner Länderteile.

Diener, C., R. Hörnes, Fr. E. Suess, V. Uhlig: Bau und Bild Oesterreichs . . . . . -233-

Kilian, W.: Sur les phases de plissement des zones intraalpines françaises . . . . . -253-

Haug, E.: Sur les racines de quelques nappes de charriage des Alpes occidentales . . . . . -254-

Kilian, W.: Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses . . . . . -254-

— Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnais . . . -256-

Lugeon, M. et E. Argand: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont . . . . . -256-

— — Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont . . . . . -258-

Haug, E. et M. Lugeon: Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées . . . . . -259-

Greppin, E.: Zur Kenntnis des geologischen Profils am Hörnli bei Grenzach . . . . . -260-

Lugeon, M.: Sur la coupe géologique du massif du Simplon . -260-

Schardt, H.: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon . . . . . -261-

Topographische Geologie.

Stille, H.: Ueber präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Egge-Gebirges . . . . . -86-

— Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes . . . . . -86-

— Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens -86-

Steinmann, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II.: Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine . . . . . -88-

Heim: A.: Ueber die geologische Voraussicht beim Simplon-Tunnel. Antwort auf die Angriffe des Herrn Nationalrat Ed. Sulzer-Ziegler . . . . . -93-

Pálfy, M. v.: Ueber die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdö und Gyergyóbélbor . . . . . -94-

Böckh, H.: Beiträge zur Geologie des Kodru-Gebirges . . . . . -94-

Louderback, G. D.: Basin Range structure of the Humboldt Region . . . . . -95-

Seite

Schei, P.: The Second Norwegian Polar Expedition in the Fram 1898—1902. Summary of Geological Results . . . . . -96-
Expédition Antarctique Belge. Résultats du Voyage du S. Y. Belgica en 1897—1898—1899 sous le commandement de A. de Gerlache de Gomery . . . . . -97-
1. Thoulet, J.: Détermination de la densité de l'eau de mer.
2. Arctowski, H. et J. Thoulet: Rapport sur les densités de l'eau de mer observées à bord de la Belgica.
3. Lecointe, G.: Travaux hydrographiques et instructions nautiques.
Heim, A.: Zur Kenntnis der Glarner Ueberfaltungsdecken . . . -392-
Arbenz, P.: Ueber die Fortsetzung der Ueberfaltungsdecken westlich des Urnersees (Vierwaldstättersee) . . . . . -395-
Uhlig, V.: Bau und Bild der Karpathen . . . . . -395-
Zimmermann, E.: Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen -409-
Stille, H.: Ueber den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister . . . . . -412-
— Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn . . . . . -414-
Kloos: J. H.: Die tektonischen Verhältnisse des Norddeutschen Schollengebirges auf Grund der neuesten Tiefbohrungen im Leinetale und bei Hannover sowie die Gliederung des Salzgebirges daselbst . . . . . -416-
Koenen, A. v.: Ueber die Lagerung der Schichten im Leinetal in der Gegend von Alfeld . . . . . -416-
Kloos, J. H.: Die durch die neuesten Tiefbohrungen auf Kalisalz aufgedeckten Ueberschiebungen . . . . . -416-
Koenen, A. v.: Nochmals die Lagerung der Schichten im Leinetale . . . . . -416-
Kloos, J. H.: Ueber die neuesten Ergebnisse der Kalisalzbohrungen und die Schachtaufschlüsse in der Provinz Hannover . . . . -416-
Mestwerdt, A.: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter . . . . . -417-
Andrée, K.: Der Teutoburger Wald bei Iburg . . . . . -419-
Lienenklaus: Ueber das Alter der Sandsteinschichten des Hüggels -420-
Koert, W.: Geologisch-agronomische Untersuchung der Umgegend von Amani in Ost-Usambara. Mit einer geologisch-agronomischen Uebersichtskarte . . . . . -421-
Stromer, E.: Bericht über die Sammlungsergebnisse einer paläontologisch-geologischen Forschungsreise nach Aegypten . . . -422-
— Geographische und geologische Beobachtungen im Uadi Natrûn und Fâregh in Aegypten . . . . . -422-
Blanckenhorn, M.: Ergebnisse der Reise J. Thomson's bezüglich der Geologie Südmarokkos . . . . . -423-
Douglass, Earl: A Cretaceous and Lower Tertiary Section in South Central Montana . . . . . -423-
Heim, A.: Neuseeland . . . . . -424-

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Foerste, Aug. F.: The ordovician-silurian contact in the Ripley Island Area of southern Indiana, with notes on the age of the Cincinnati geanticline . . . . . -262-
Elles, G. L.: Some Graptolite Zones in the Arenig Rocks of Wales . . . . . -263-

Seite

Devonische Formation.

Cross, W.: A new devonian formation in Colorado . . . . . -263-
Jukes-Browne, A. J.: The devonian limestone of Lummaton Hill near Torquay . . . . . -263-

Triasformation.

Smith, J. P.: The comparative stratigraphy of the Marine Trias of Western America . . . . . -98-

Juraformation.

Schmidt, M.: Ueber Oberen Jura in Pommern. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie . . . . . -100-

Kreideformation.

Elbert, Joh.: Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes . . . . . -102-
Harbort, E.: Ueber die stratigraphischen Ergebnisse von zwei Tiefbohrungen durch die untere Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine . . . . . -104-
Schulz-Briesen: Das Deckgebirge des rheinisch-westfälischen Carbons . . . . . -105-
Stille, H.: Ueber die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna . . . . . -105-
Hill, W.: Note on the Upper Chalk of Lincolnshire . . . . . -106-
Burnet, A.: The Upper Chalk of Nort Lincolnshire . . . . . -106-
Jukes-Browne, A. J.: The occurrence of Marsupites in Flints on the Haldon Hills . . . . . -107-
Hinde, G. J.: On the zone of Marsupites in the Kalk at Beddington, near Croydon, Surrey . . . . . -107-
Dibley, G. E.: The discovery of Marsupites in the Chalk of the Croydon area . . . . . -107-
Wright, W. and B. C. Polkinghorne: The discovery of Marsupites in the Chalk of the Croydon area . . . . . -107-
Jukes-Browne, A. J. und J. Scanes: On the Upper Greensand and Chloritic marl of Mere and Maiden Bradley in Wiltshire . . . . . -107-
— The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 1: The Gault and Upper Greensand of England. With contributions by William Hill -108-
— The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 2: The Lower and Middle Chalk of England. With contributions by William Hill -108-
— The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 3: The Upper Chalk of England. With contributions by William Hill . . . . . -108-
Siemiradzki, J. v.: Die obere Kreide in Polen . . . . . -110-
Ryba, F.: Zur Verbreitung der Kreideformation auf dem Blatte „Časlau und Chrudim“ . . . . . -111-
Choffat, P.: Contributions à la connaissance géologiques des colonies portugaises d'Afrique. II. Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola . . . . . -111-
Boule, M. et A. Thevenin: Paléontologie de Madagascar. I. Fossiles de la Côte orientale . . . . . -113-
Strahan, A.: Abnormal section of chloritic marl at Mupe Bay, Dorset . . . . . -264-

Seite

Friedberg, W.: Die Foraminiferen der Inoceramenschichten aus der Umgebung von Rzeszów und Debica . . . . . -264-
Lang, W. D.: The zone of Hoplites interruptus (Bruguière) at Black Ven, Charmouth . . . . . -264-
Stolley, E.: Ueber zwei neue Faunen des norddeutschen Gaults -425-
— Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide . . . . . -426-
Jahn, J. J.: Vorläufiger Bericht über die Klippenfazies im böhmischen Cenoman . . . . . -427-
— Ueber das Vorkommen von Bonebed im Turon des östlichen Böhmens . . . . . -428-
Petrascheck, W.: Ergänzungen zu J. J. Jahn's Aufsatz über ein Bonebed aus der böhmischen Kreide . . . . . -428-
Wollemann, A.: Alte und neue Aufschlüsse im Flammenmergel, Varians-Pläner und Turon in der Umgegend von Braunschweig -428-

Tertiärformation.

Schöndorf, Fr.: Die Grorother Mühle, ein lehrreiches Profil des unteren Tertiärs des Mainzer Beckens . . . . . -113-
Katzer, F.: Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs -113-
— Die geologische Entwicklung der Braunkohlenablagerung von Zenica in Bosnien . . . . . -114-
Combes fils, P.: La découverte dans les sables dits d'Auteuil, à Passy, d'une faune franchement marine . . . . . -115-
Leriche, M.: Observations sur la classification des assises paléocènes et éocènes du bassin de Paris . . . . . -115-
Dollfus, G.: Critique de la classification de l'Éocène inférieure -115-
Combes fils, P.: Sur les concrétions calcaires à la base du Sparnacien . . . . . -116-
Di-Stefano, G.: Sull' esistenza dell' eocene nella penisola Salentina -116-
Böhm, Joh.: Ueber einen Furchenstein und Tertiär in Dahome . -117-
Simoens, G.: Un exemple de transgression marine secondaire au sein d'un cycle sédimentaire type . . . . . -428-
Mourlon, M.: Compte rendu de l'Excursion géologique aux environs de Bruxelles dans la région faillée de Forest-Uccle . . . . . -429-
— Le Bruxellien des environs de Bruxelles . . . . . -429-
Forir, H.: Sur un puits artésien creusé en 1846 à la station du Nord, place des Nations à Bruxelles . . . . . -429-
Doncieux, L.: L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales . . . . . -429-
Velge, G.: La géologie des Mines de Louvain . . . . . -430-
Böhm, J.: Ueber einen Furchenstein und Tertiär in Dahome . . -430-
Berg: Ueber die petrographische Entwicklung des niederschlesischen Miocäns . . . . . -430-

Quartärformation.

Ramsay, W.: Beiträge zur Geologie der rezenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin . . . . . -117-
Felix, J.: Ueber einige norddeutsche Geschiebe, ihre Natur, Heimat und Transportart . . . . . -118-
Wichmann, A.: Over Ardennengesteenten in het Nederlandsche Diluvium benoorden den Rijn . . . . . -118-
Picard, E.: Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. . . . . -431-
Clessin, S.: Die Conchylienfauna eines pleistocänen Tufflagers im Tale der Schwarzen Laaber bei Regensburg . . . . . -431-

Seite

Freudenberg, W.: Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße . . . . . -431-
Menzel, H.: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 3. Das Kalktufflager von Alfeld an der Leine -432-
Siegert und Weissermel: Ueber die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels . . . . . -432-
Clessin, S.: Eine interglaziale Conchylienfauna aus der Umgebung Münchens . . . . . -434-
Glück, H.: Eine fossile Fichte aus dem Neckartal . . . . . -434-
Klose, H.: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorina-Senkung . . . . . -434-
Keilhack, K.: Die große baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. Eine Antwort an Herrn G. Maas . . -435-
Martin, J.: Das Studium der erratischen Gesteine im Dienste der Glazialforschung . . . . . -435-

Paläontologie.

Faunen.

Reed, F. R. C.: Mollusca from the Bokkeveld beds . . . . . -120-
Simionescu, J.: Das Alter der Klaus-Schichten in den Südkarpathen -120-
— Les Ammonites jurassiques de Bucegi . . . . . -120-
Popovici-Hatzeg, V.: Les Céphalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga (Massif de Bucegi, Roumanie) . . . . . -120-
Oppenheim, P.: Ueber die Fossilien der Blättermergel von Theben -122-
— Ueber Tertiärfossilien, wahrscheinlich eocänen Alters, von Kamerun. Esch: Beiträge zur Geologie von Kamerun . . . -122-
Ameghino, Fl.: Paleontologia Argentina . . . . . -124-
Pethö, J.: Die Kreide-(Hypersenon-)Fauna des Peterwardeiner (Pétervároradu) Gebirges (Fruska Gora) . . . . . -266-
Johnson, Ch. W.: Annotated List of the Types of Invertebrate Cretaceous fossils in the Collection of the Academy of Natural Sciences, Philadelphia . . . . . -439-
Oppenheim, P.: Ueber einige Fossilien des Côte des Basques bei Biarritz . . . . . -439-

Mensch.

Boule, M.: L'origine des éolithes . . . . . -269-
Branco, W.: Die fraglichen fossilen menschlichen Fußspuren im Sandstein von Warnambol, Victoria, und andere angebliche Spuren des fossilen Menschen in Australien . . . . . -269-
Penck, A.: Die alpinen Eiszeitbildungen und der prähistorische Mensch . . . . . -270-
Gorjanović-Kramberger, K.: Der paläolithische Mensch und seine Zeitgenossen aus dem Diluvium von Krapina in Kroatien II. und III. Nachtrag . . . . . -272-
— Zur Altersfrage der diluvialen Lagerstätte von Krapina in Kroatien . . . . . -272-
— Die Variationen am Skelette der altdiluvialen Menschen . . . -273-
— Der diluviale Mensch von Krapina und sein Verhältnis zum Menschen von Neandertal und Spy . . . . . -273-
— Homo primigenius von Krapina in Kroatien und dessen Industrie . . . . . -273-

Seite
Obermaier, H.: La station paléolithique de Krapina . . . . . -277-
Davies, H. N.: The Discovery of Human Remains under the Stalagmite Floor of Gough Cavern, Cheddar . . . . . -280-
Schoetensack, O.: Beiträge zur Kenntnis der neolithischen Fauna Mitteleuropas mit besonderer Berücksichtigung der Funde am Mittelrhein . . . . . -440-

Säugetiere.

Kinkelin, F.: Verzeichnis der Säugetierreste aus dem Oligocän und Untermiocän des Mainzer Beckens. . . . . -131-
Alessandri, G. de: Sopra alcuni avanzi di Cervidi pliocenici del Piemonte . . . . . -132-
Mariani, M.: Sopra alcuni avanzi di mammiferi quaternari trovati nell' alta Valla del Potenza . . . . . -132-
Osborn, H. F.: New Miocene Rhinoceroses with Revision of known Species . . . . . -133-
Andrews, C. W.: Note on the Barypoda, a new Order of Ungulate Mammals . . . . . -135-
Depéret, Ch.: Sur les caractères et les affinités du genre Chasmotherium Rütimeyer . . . . . -280-
Stehlin, H. G.: Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. Kritischer Katalog der Materialien. II. Teil. Palaeotherium, Plagiolophus, Propalaeotherium. III. Teil. Lophiotherium, Anchilophus, Pachynolophus . . . . . -282-
Abel, O.: Die phylogenetische Entwicklung des Cetaceengebisses und die systematische Stellung der Physeteriden . . . . . -294-
— Eine Stammtype der Delphiniden aus dem Miocän der Halbinsel Taman . . . . . -296-
Matthew, W. D.: The Collection of fossil Vertebrates . . . . -442-
— The fossil Carnivora Marsupials and Small Mammals in the American Museum of Natural History . . . . . -442-
Reynolds, S. H.: A Monograph of the British Pleistocene Mammalia. 2. Part I. The Cave Hyaena . . . . . -442-
Grandidier, G.: Recherches sur les Lémuriens disparus et en particulier sur ceux qui vivaient à Madagascar . . . . . -443-
Abel, O.: Ueber Halitherium bellunense, eine Uebergangsform zur Gattung Metaxytherium . . . . . -448-
Papp, K. v.: Heterodelphis leiodontus n. f. aus den miocänen Schichten des Komitates Sopron in Ungarn . . . . . -449-
Weber, M.: Ueber tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos -450-

Fische.

Bassoli, G. G.: Otolithi fossili terziarii dell' Emilia . . . . . -297-
Pantanelli, D.: Su gli otolithi fossili . . . . . -297-

Reptilien.

Gilmore, C. W.: Notes on the Osteology of Baptanodon with a description of a new species . . . . . -136-
— The mounted skeleton of Triceratops prorsus . . . . . -136-
Dollo, L.: Les Dinosauriens adaptés à la vie quadrupède secondaire . . . . . -137-
Lambe, L. M.: Description of new species of Testudo and Baena with remarks on some cretaceous forms . . . . . -137-

Seite

Arthropoden.

Lienenklaus †, E.: Die Ostracoden des Mainzer Tertiärbeckens -138-
Toula, F.: Ueber eine neue Krabbe (Cancer Bittneri n. sp.) aus dem miocänen Sandstein von Kalksburg bei Wien . . . . . -138-
Sieber: Fossile Süßwasser-Ostracoden aus Württemberg . . . . -138-
Reed, F. R. C.: Sedgwick Museum Notes. New fossils from the Haverfordwest District. III. . . . . -138-
— The Classification of the Phacopidae . . . . . -139-
Woodward, H.: On a Collection of Trilobites from the upper cambrian of Shantung, North China . . . . . -139-
Jones, T. R.: Note on a palaeozoic Cypridina from Canada . . -139-
Woodward, H.: Note on a fossil Crab and a group of Balani discovered in concretions on the Beach at Ormara Headland, Mekran Coast . . . . . -139-
Reed, F. R. C.: Sedgwick Museum Notes. New fossils from the Haverfordwest District. IV. . . . . -140-
Woodward, H.: Further Note on Cyclus Johnsoni, from the coal-measures near Dudley . . . . . -140-
— On „Pyrgoma cretacea", a cirripede, from the Upper Chalk of Norwich and Margote . . . . . -140-
Segerberg, K. O.: De Anomura och Brachyura Dekapoderna inom Skandinaviens — Yngre Krita . . . . . -141-
Woodward, H.: On some crustacea collected by Miss Caroline Bibley and Miss L. Copland from the Upper Cretaceous of Faxe, Denmark . . . . . -141-
Wiman, K.: Paläontologische Notizen 3—6 . . . . . -298-
Beecher, Ch. E.: Note on a New Permian Xiphosuran from Kansas -298-

Cephalopoden.

Prinz, G.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung Frechiella -141-
Sinzow, J.: Beschreibung einiger Douvilléiceras-Arten aus dem Oberen Neocom Rußlands . . . . . -141-
Fucini, A.: Cefalopodi liassici del Monte di Cetona . . . . . -142-
Baumberger, E.: Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. II. Die Ammonitiden der unteren Kreide im westschweizerischen Jura . . . . . -143-
Hyatt, A. and J. P. Smith: The triassic Cephalopod Genera of America . . . . . -298-

Gastropoden.

Boussac, J.: Première note sur les Cérithes; révision du groupe de Potamides tricarinatus Lam. . . . . -452-
Mayer-Eymar, K.: Liste der nummulitischen Turritelliden Aegyptens auf der geologischen Sammlung in Zürich . . . . -453-

Zweischaler.

Fucini, A.: Lamellibranchi di Lias inferiore e medio dell' Appennino centrale . . . . . -144-
Toucas, A.: Etudes sur la Classification et l'Evolution des Hippurites . . . . . -453-
Dollfus, G. F. et Ph. Dautzenberg: Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire, Suite. I Partie: Pélécypodes . -454-

Seite

Brachiopoden.

Cowper Reed, F. R.: Sedgwick Museum Notes. New Fossils from the Haverfordwest District. V. . . . . -307-
Walcott, Ch. D.: Cambrian brachiopods with descriptions of new genera and species . . . . . -307-

Protozoen.

Silvestri, A.: Forme notevoli di Rizopodi tirrenici . . . . . -308-
— Forme nuove e poco conosciute di Protozoi miocenici piemontesi . . . . . -308-
— La Sagrina nodosa del pliocene senese . . . . . -309-
— Lageninae del Mar Tirreno . . . . . -309-
Newton, R. B. and R. Holland: On some fossils from the Islands of Formosa and Riu-Kiu (Loo Choo) . . . . . -309-
Fornasini, C.: Intorno ad alcune spezie di „Polymorphina“ istituite da d'Orbigny nel 1826 . . . . . -309-
— Le pretese „faujasine“ di O. G. Costa . . . . . -310-
— Sinossi metodica dei foraminiferi sin qui rinvenuti nella sabbia del Lido di Rimini . . . . . -310-
— Le otto pretese specie di „Amphistegina“ istituite da d'Orbigny nel 1826 . . . . . -310-
— Sopra alcune specie di „Globigerina“ istituite da d'Orbigny nel 1826 . . . . . -310-
— Illustrazione di specie orbignyane di „Nummulitidae“ istituitae nel 1826 . . . . . -311-
Steinmann, G.: Ueber eine stockbildende Nubecularia aus der sarmatischen Stufe (N. caespitosa n. f.) . . . . . -311-
Liebus, A.: Ueber die Foraminiferenfauna der Tertiärschichten von Biarritz . . . . . -311-
Chapman, F. and W. Howchin: A Monograph of the Foraminifera of the Permo-carboniferous limestones of New South Wales . . . . . -454-
Checchia-Rispoli: G.: Osservazioni sulle Orbitoidi . . . . . -455-
— Un nuovo rinvenimento di Lepidocyclina nell' Eocene della Sicilia . . . . . -455-
Stromer, E.: Bemerkungen über Protozoen . . . . . -455-
Checchia-Rispoli, G.: Di alcune Lepidocicline eoceniche della Sicilia . . . . . -456-
Silvestri, A.: Sulla Lepidocyclina marginata (Michelotti) . . -457-
Fornasini, C.: Illustrazione di specie d'Orbignyane di Foraminiferi istituite nel 1826 . . . . . -457-
— Illustrazione di specie d'Orbignyane di Rotalidi istituite nel 1826 . . . . . -458-

Pflanzen.

Potonié, H.: Ueber die Flora der Etage H. In J. J. Jahn: Ueber die Etage H im mittelböhmischen Devon . . . . . -145-
Potonié, H. et Ch. Bernard: Flore Dévonienne de l'étage H de Barrande. Avec 156 fig. dans le texte. (Suite de l'ouvrage: Système silurienne du centre de la Bohème par Joachim Barrande, edité aux frais du fonds Barrande.) . . . . . -145-
Kidston, R.: (I.) On the occurrence of Sphenopteris communis Lesqx. in Britain . . . . . -458-

Seite

Kidston, R.: (II.) On Sigillaria Brardii Brongn., and its variations . . . . . -458-
— (III.) Additional Records and Notes on the fossil flora of the Potteries Coal Field, North Staffordshire . . . . . -458-
— (IV.) On Cryptoxylon forfarense, a new species of fossil plant from the Old Red Sandstone . . . . . -458-
— (V.) The Carboniferous fossil plants of the Clyde Basin . . . -458-
— (VI.) The Flora of the Carboniferous Period . . . . . -458-
— (VII.) Notes on some fossil plants from the Arigna Mines . . -458-
— (VIII.) The fossil plants from the Canonbie Coal Field . . . -458-
— (IX.) The fossil plants of the Carboniferous Rocks of Canonbie, Dumeriesshire, and of parts of Cumberland and Northumberland -458-

Sachverzeichnis

für Neues Jahrbuch 1906. II. und für das Centralblatt für Mineralogie etc. 1906.

Die Abhandlungen sind *cursiv* gedruckt.

Aarmassiv, Intrusivgesteine im Schiefer der Sustenhörner 62.
Absonderung, prismatische, durch Torsion, Dambovitza 202.
Aceratherium samium u. Schlosseri, Tertiär, Samos 451.
Acicastello, Hebung des Landes 349.
Acidaspis sladensis u. Turnbulli, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 138.
Actaeon camerunensis, ? Eocän, Kamerun 123.
Actaeonella inflata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Actinocamax im Cenoman, Nordwestdeutschland 426.
Adamello-Tonalit, Geologie 237.
Adapis, Beschreibung 443.
— *parisiensis, Eocän, Quercy, Gehirn 100.*
Aegypten
  Blättermergel von Theben, obere Kreide 122.
  eocäne Turritelliden 453.
  Geologie, Uadi Nâtrun u. Fâregh 422.
  Tertiär 422.
Aepyornis, Madagaskar 444.
Aetna
  Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen 188.
  Hebung des Untergrundes bei Acicastello 349.
Agnano, Apollowasser, Analyse 79.
Aktinolith, siehe Strahlstein.
Alaskit, Kiautschou (Tsingtau) 364.
Alb, schwäbische, Basalte u. -Tuffe 205.
Albit
  Biella, Piemont, Drusen im Syenit 38.
  Carrara, im Marmor 177.
Albit
  Nadabula, Kristallographie 333.
  Susa-Tal, im Proxinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Alfeld a. Leine, Geologie nach Bohrungen 416.
Alkalilaugen, Reaktion auf Quarz 12.
Alkalinitrate, Isomorphismus u. Polymorphismus 164.
Alpen
  Mensch u. Eiszeitbildungen 270.
  Ueberfaltungstheorie, Tiefseeabsätze u. ophiolithische Massengesteine 86, 88.
  Ursache d. Eiszeit, C.-Bl. 1906. 380.
  Aarmassiv 62.
  Adamello, Geologie 237.
  Briançonnais, Bau 256.
  französische, vergl. mit Schweizer 254.
  — (delphino-provençalische), Bau 253, 256.
  Friaul, Geologie 246.
  Genf-Lausanne-Chablais 83.
  Glarner u. Urner, Tektonik 395.
  Julische, Geologie 247.
  Kärnten, Bryozoen d. Fusulinenkalks 135.
  Karawanken, Geologie 241.
  Karst, siehe diesen.
  Oesterreich 233.
  östliche 233, 252.
  Piemont, Bau 256, 258.
  Salzkammergut, Bau 259.
  Simplon, Geologie 260.
  Tessiner 208.
  Tiroler 1, 206, 246.
  westliche, Ueberschiebungsdecken 254.

Amani, Ost-Usambara, geol.-agronom. Untersuchung 421.
Amauropsis fruscagorensis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge (Fruska Gora) 267.
Amerika, Triascephalopoden 298.
(siehe auch Mittelamerika etc.)
Amphibol
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 36.
Carrara, im Marmor 177.
Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Amphibolit
Enderby-Land, gedredscht 371.
Prinzenberg b. Eberstadt 58.
Sustenhörner, Aarmassiv, intrusiv 62.
Amphistegina d'Orbigny 1826. 310.
Analcim
Grönland, Ost-, im Basalt 184.
u. Substitutionsderivate (Silberanalcim etc.) 336.
Analcimbasalt, Highwood Mountains, Montana 374.
Anamorphismus van Hise, C.-Bl. 1906. 608.
Anaphrykis = Kontaktmetamorphose 200.
Anatas
Binnenthal, Brechungsindizes 317.
—, Krist. 15.
Anatina cymbula, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Anatomites subintermittens, Subbullatus-Schichten, Amerika 300.
Anchilophus, Eocän, Schweiz 289.
Andalusit, Brasilien, Brechungsindizes 317.
Andalusit-Fibrolith-Schiefer, Monadnock Mountain, New Hampshire 215.
Andesit
Highwood Mountains, Montana 374.
Montagne Pelée, Martinique, Hypersthen-, C.-Bl. 1906. 89.
Skye 64.
Tepler Hochland 353, 357.
Anglesit, Mies, Krist. 26.
Angola, Kreide der Küstenzone 111.
Angoumien, Teutoburger Wald, in den Osning-Bergketten, unteres 102.
Anomalina ariminensis = Faujasina contraria, Ischia 309.
Antarcticum
Expedition der Belgica 97.
Geologie durch deutsche Südpolarexpedition 51.
Gesteine der westlichen 71.
Windwirkungen 352.
Anthophyllit, Fonte del Prete (Elba) im Biotit-Granitit 169.
Anthracit, Kiautschou 370.
Anthropoidenbecken, vergl. mit menschlichem, C.-Bl. 1906. 312.
Antigorit, Struktur u. Entstehung 57.
Antiklinaltheorie für die Oelfelder
Amerika 384.
Rumänien 392.
Antillen, kleine, Petrographie 376.
Antimonocker, Procchio (Elba) = Valentinit 158.
Apatit
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 35.
Pisek, Böhmen, Lichtbrechung 23.
Aphelops, Miocän, Nordamerika 134.
Aplit
Böhmen, Pyroxen- 361.
Enderby-Land, gedredscht 371.
Kiautschou 366.
Sustenhörner, Aarmassiv 62.
Apophyllit, Grönland, Ost-, im Basalt 184.
Aporrhais crepidatus, machaerophorus u. minutus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Aragonit
Grönland, östliches, im Basalt 183.
u. Kalkspat, Vergleich der Lichtbrechung 317.
Arca mimula u. paralactea, ? Eocän, Kamerun 123.
— syrmica, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
— (Palaearca) Turnbulli, Haverford-west-Distrikt 307.
Arcestes Andersoni, Pseudomonotis beds, Humboldt Range 301.
Archaeolemur Majori, Madagaskar 446.
Argentinien, Paläontologie d. Wirbeltiere 124.
Arktische Gebiete, Expedition der Fram 1898—1902. 96.
Arpadites Gabbi, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 305.
Artesische Brunnen
Theorie 192.
Italien, zwischen Rom u. den Mti. Laziali 79.
—, zwischen Viareggio u. Pietrasanta 79.
Åsar, Norddeutschland 435.
Asbest, siehe Chrysotil.
Aspenites acutus, Meekoceras beds, Amerika 302.
Aspidites Hooveri, Meekoceras beds, Kalifornien 305.

Astarte (Eriphyla) subplanissima, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Asteroceras ceratiticum, exiguum, permutatum, Reynesi, varians, venustum u. volubile, Lias, Monte di Cetona 142.
Astralium densiporcatum, Hofmanni u. undatocoronatum, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Atractites Philippii, Subbullatus-Schichten, Amerika 307.
Aturia praeziczac, Blättermergel von Theben (Aegypten) 122.
Aufnahmen, geologische, siehe geol. Aufnahmen etc.
Augit
Ottawa Co., Canada, im Pyroxenit, Analyse 218.
(siehe auch Diopsid etc. und Pyroxen.)
Augitit, Böhmen, zwischen Böhm.-Kamnitz u. Kreibitz 359.
Augitporphyrit, Kiautschou 369.
Ausscheidungsfolge aus Silikatschmelzen 5.
Australien, prähistor. Mensch 269.
Auswürflinge, vulkanische, Ries 203.
Awaruit, Josephine Co., Oregon u. South Fork, Smith River, Del Norte Co., Kalifornien 155.
Axinit, Biella, Piemont, Drusen im Apatit 39.
Baden, geolog. Uebersichtskarte 84.
Baëna pulchra, Bell River beds, Alberta, Canada 137.
Bär, neolith. Fauna, Mittelrhein 441.
Balatonites shoshonensis, mittl. Trias, Nevada 305.
Balchasch-See, Süßwasser 194.
Baltische Endmoräne, Beziehung zum Thorn-Eberswalder Haupttal 435.
Baptanodon robustus, Osteologie 136.
Barypoda, neue Ungulaten-Ordnung 135.
Baryt, siehe Schwerspat.
Baryumgehalt der Spaltenwässer und Schwerspatbildung, Westalen 73.
Basalt
Bad. Oberland, Nephelin- 60.
Böhmen, Mittelgebirge, Kostenblatt-Milleschau 82.
— Tepler Hochland, u. andere basalt. Ergußgesteine 355.
— zw. Böhm.-Kamnitz u. Kreibitz 358.
Gaus-Berg, Antarcticum, Leucit- 51.
Grönland, Mineralien, im östl. 182.
Basalt
Highwood Mountains, Montana 373.
Holland, Diluvialgeschiebe, C.-Bl. 1906. 118.
Kiautschou, Feldspat- 369.
Kuckstein b. Oberkassel u. Solling, lateritähnl. Umwandlung 53.
Santa Cruz Mountains, San Mateo Co., Cal. 372.
Schonen, mikrosk. Strukturbilder, C.-Bl. 1906. 117.
Schwäb. Alb, u. Tuffe 205.
Skye 64.
Vogelsberg, Bahn Grebenhain—Gedern 59.
Basanite
Böhmen, Tepler Hochland 355.
— zw. Böhm.-Kamnitz u. Kreibitz 359.
Basische Schlieren im Granit, Schlesien 198.
Bauxit
Georgia 161.
Indien, Entstehung 330.
Kuckstein b. Oberkassel u. Solling 53.
Bayern, Faziesentwicklung der Oligocänmolasse im südlichen, C.-Bl. 1906. 676.
Belemnites im Cenoman, Nordwestdeutschland 426.
Bergschlipfe, Volterra 349.
Berici, Colli 244.
Beskiden, Geologie 405.
Bestimmung der Mineralien
mikroskop., C.-Bl. 1906. 246, 522, 745.
—, mittels Brechungskoeffizienten, C.-Bl. 1906. 551.
nach äußeren Kennzeichen, Weisbach, C.-Bl. 1906. 480.
Biarritz
Fossilien aus den blauen Mergeln von Côte des Basques 439.
tert. Foraminiferen 311.
Biella, Piemont, Mineralien in Syenitdrusen 33.
Binnenthal, Mineralien 15, 27, 30.
Biotitporphyr, Kiautschou 367.
Biotitschiefer, Enderby-Land, gedredscht 371.
Bitterwässer, Böhmen 191.
Bituminöse Gesteine, Eigenwärme 48.
Bläherde, Schweden, Bildung 350.
Blasenzüge im Melaphyr 210.
Bleiglanz
Elektrizitätsleitung 37.
Nordamerika (Illinois, Wisconsin u. Kentucky) 180.
Schwarzer Berg b. Türnitz, Niederösterreich (Tigererz) 174.

Blende, siehe Zinkblende.
Bochnia, Salzwerke 405.
Bodenanalysen, Westpreußen, Diskussion 202.
Bodenkunde, Mitscherlich C.-Bl. 1906. 587.
Boeckia Mobergi, Dictyonema-Schiefer, Angermanland 298.
Böhmen
Bitterwässer 191.
Bonebed im Turon 428.
Devon, Etage H., Pflanzen 145.
Granitkontakt am Kalk 360.
Klippenfazies im Cenoman 427.
Mittelgebirge, Kostenblatt—Milleschau 81.
Tepler Hochland, Ergußgesteine, basaltische 355.
—, —, trachytische und andesitische 353.
Bohnerze, Eocän, Schweiz, Säugetiere 282.
Bokkeveld beds, Mollusken 120.
Bolivina lata, Tertiär, Biarritz 311.
Bonebed im Turon, östl. Böhmen 428.
Borax, Texas, trans-Pecos 179.
Bostonit, Abercastle-Mathry, Wales, Kalk- 211.
Bowmanit, Binnenthal, Krist. 31.
Bozen, Porphyrschild 245.
Brachycephalus-Rasse, neolith. Fauna, Mitteleuropa 441.
Brachyceros, neolith. Fauna v. Mitteleuropa 441.
Brachylepadidae u. Brachylepas, Upper Chalk, Norwich 140.
Brachypodinae, Miocän, Nordamerika 134.
Brachytrema Lorioli, ob. Jura, Pommern 102.
Bradylemur Bastardi, Madagaskar 447.
Brasilien, Manganerze 226.
Braunkohle, Bosnien, Zenica, oligocän 114.
Brechungskoeffizienten, zur mikrosk. Bestimmung der Mineralien, Tabellen, C.-Bl. 1906. 551.
Brenner, Geologie 237.
Brookit
Cleveland (Grafsch. York) im Eisenstein 329.
Prägraten, Brechungsindices 317.
Brucit, Teulada (Sardinien) im Kalkstein (Predazzit) 329.
Bryozoen im karnischen Fusulinenkalk 135.
Buccinum (Strepsidura?) Blanckenhorni, ? Eocän, Kamerun 123.
Buccinum Choffati, ? Eocän, Kamerun 123.
Bucegi-Stock, mitteljurassische Cephalopoden 120.
Buchensteiner Kalk u. älterer Melaphyr, Seiser Alp 1.
Californites Merriami, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 306.
Calyptraea sigaretina, ? Eocän, Kamerun 123.
Cambrium
Amerika, Brachiopoden 307.
Cartersville, Georgia, Eisenocker 226.
Schantung, Trilobiten 139.
Cancer Bittneri, Miocän, Kalksburg b. Wien 138.
Canonbie-Kohlenfeld, Schottland, Steinkohlenformation 462.
Cantharus Hantkeni, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Carbon
Großbritannien, Floren und Pflanzen 459.
Hüggel b. Osnabrück, Sandsteine 420.
Kärnten, Bryozoen d. Fusulinenkalks 135.
Ohio, Petroleumführung 388.
Rheinland-Westfalen, Deckgebirge 105.
Sachsen-Meiningen 410.
Süd-Yorkshire, Middle Coal-Measures 362.
Cardita camerunensis, ? Eocän, Kamerun 123.
Cardium čerevićianum, pseudoproductum u. quadricristatum, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
— Lenzi, ? Eocän, Kamerun 123.
Carrara, Mineralien im Marmor 175, 176.
Cellepora formosensis, miocän, Formosa und Riu-Kiu 309.
Celtites Halli, mittl. Trias, Nevada 304.
Cenoman
Böhmen, Klippenfazies 427.
Nordwestdeutschland, Belemnites u. Actinocamax 426.
Cerithien, Gruppe C. tricarinatum, Tertiär, Frankreich 452.
Cerithium anaroides, Deeckei u. pommeranum, oberer Jura, Pommern 102.
— cf. carnaticum, detrectatum, liberorum regens u. trilinum, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Ceromya Battelii, Lias, Zentralapennin 145.

Cervus pliotarandoides, Pliocän, Piemont, Geweih 132.
Cetaceengebiß, phylogenet. Entwicklung 294.
Chabasit u. Substitutionsderivate 337.
Chabasit
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 40.
Grönland, Ost-, im Basalt 185.
Chalkopyrit, siehe Kupferkies.
Chama Töröki (= Ch. callosa), Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Chasmotherium, Verwandtschaftsverhältnisse 280, 291.
— Stehlini, Yprésien von Cuis (Marne) 281.
Chemie, physikalische und Kristallographie 313.
Chlorit
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 36.
Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Chloropal, Regens b. Iglau, mit Graphit 173.
Christiania, siehe Kristiania.
Chromgranat, Orford, Quebeck, Cr-Gehalt 323.
Chrysotil, Thetford, Canada, Entstehung d. Gänge 170.
Churfirsten, Geologie 393.
Cima d'Asta-Region, Geologie 245.
Clavigerina senensis = Sagrina nodosa, Pliocän, Siena 309.
Cleavage d. Gesteine 56.
Clionites californicus, compressus, Fairbanksii, robustus u. rugosus, Subbullatus-Schichten, Amerika 306.
Clyde-Bassin, Schottland, Flora 460.
Clypites tenuis, Meekoceras beds, Idaho 302.
Cölestin
Häring, Tirol 23.
Maybee, Michigan 345.
Paris, Pseudomorphosen (sogen. Gerstenkörner) 347.
Pariser Becken, in Kalkknollen des Sparnacien 116.
Put-in-Bay, Erie-See, Vorkommen 345.
Coeloceras aegrum, asperum, Avanzatii, fallax, incertum, intermedium, laevicosta, obesum, psiloceroides, simulans, subcrassum u. sublaeve, Lias, Monte di Cetona 143.
Collonia (?) Lenzi, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Columbella subcarinata, ? Eocän, Kamerun 123.
Columbites parisianus, unt. Trias, Idaho 300.
Coniferites Fritschi, Devon, Etage H, Mittelböhmen 146.
Conularia Munthei, Wesenberger Schicht, mittelbalt. Silurgebiet 298.
Corbicella tancredia, ob. Jura, Pommern 102.
Corbula cercus u. praegibba, ? Eocän, Kamerun 123.
Cordaicarpus planus, Kohlenkalk, England 464.
Cordieritgneis, Enderby-Land, gedredscht 371.
Cordillerites angulatus, Meekoceras beds, Idaho 303.
Cosmonautilus, Trias, Amerika 307.
Côte des Basques b. Biarritz, Fossilien der blauen Mergel 439.
Crania Turnbulli, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 140.
Crassatella slavonica, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Crioceras Lahuseni, ob. Neocom, Rußland 142.
Crush-conglomerate, Insel Man 210.
Cryptopithecus = Pronycticebus Gaudryi 443.
Cryptoxylon forfarensis, Old red sandstone 458.
Crystosphenes, nordamerik. Tundra 190.
Ctenodonta sladensis und subscitula, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 307.
Cuisien = Yprésien u. Londonton 115.
— Pariser Becken 116.
Cyanit, St. Gotthard, Brechungsindizes 317.
Cyclus Johnsoni, coal-measures, Dudley 140.
Cypraea Zsigmondiana, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Cypraedia Degrangei, blaue Mergel v. Côte des Basques b. Biarritz 439.
Cypridina antiqua, Untersilur, Ontariosee 139.
Cyprimeria Haueri, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Cyprina arcuata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Cyprinen-Schichten, Oligocänmolasse, Südbayern, C.-Bl. 1906. 576.
Cyrenen-Schichten, Oligocänmolasse, Südbayern, C.-Bl. 1906. 575.
Cyrtodonta (?) cancellata, Untersilur. Haverfordwest-Distrikt 307.
Cystodictya americana und nitida, karn. Fusulinenkalk 138.

Cytherea anadyomene, caudata, Eschi, latesulcata, Nachtigali, palma, perambigua und perstriatula, ? Eocän, Kamerun 123.
— Kochi, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
— vasconum, blauer Mergel, Côte des Basques, Biarritz 439.
Dachschiefer, Kalifornien, Slatington, Eldorado County 215.
Dachsteindecke 259.
Daemonhelix cretacea, unt. Angoumien, Osning-Bergketten, Teutoburger Wald 103.
Dalliconcha orientalis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Danubites Strongi, Meekoceras beds, Kalifornien 305.
Datolith, Pareu Cailor bei Pozoritta (Bukowina) 170.
Dauphinéer Alpen, Bau 253, 256.
Deister, Gebirgsbau u. Quellenverhältnisse bei Nenndorf 412.
Delphin, Leithakalk, Szentmargit, Ungarn etc. 449.
Delphiniden
Abstammung 295.
Miocän, Halbinsel Taman, Stammtype 296.
Dent Blanche-Decke, Piemont 257.
Deroceras asper, connexum, instabile, mutans, olenoptychum, perisphinctoides u. permotum, Lias, Monte di Cetona 142.
Desmin
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 41.
Grönland, Ost-, im Basalt 184.
(siehe auch Stilbit.)
Devon
Böhmen, Pflanzen der Etage H 145.
Colorado (Elbert-Formation) 263.
Lummaton Hill b. Torquay, Kalk 263.
Nassau, Entstehung des Roteisensteins 225.
Sachsen-Meiningen 410.
Südafrika, Mollusken d. Bokkeveld beds 120.
Diabas
Enderby-Land, gedredscht 371.
Epidauros, ophitischer 212.
Mies, Böhmen 362.
San Juan Mountains, Colorado, dynamometamorphosiert 219.
Santa Cruz Mountains, San Mateo Co., Cal., Miocän 372.
Skye 69.
Strumble-Head, Wales 211.
Diamagnetismus, Wismut 154.
Diamant
Beziehung zu Graphit etc. 320.
Entstehung in der Hitze 321.
künstl. Darstellung 153.
Diapepsis 200.
Diastoma biarritzensis, blaue Mergel von Côte des Basques, Biarritz 439.
Diatexis 200.
Dichroismus, siehe Pleochroismus.
Dictyocha, zu den Flagellaten gehörig 456.
Dieneria Arthaberi, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 303.
Differenzierung von Eruptivmagmen und eutektische Mischungen 197.
Diluvialgeschiebe
Holland, Ardennengesteine 118.
—, Basalt, Schonen, C.-Bl. 1906. 118.
Norddeutschland 118.
Dinarites Bonae Vistae, mittl. Trias, Humboldt Range, Nevada 305.
Dinosaurier, sekundär quadripedal 137.
Diopsid
Côte St. Pierre, Canada, im Eozoon-Kalk 168.
Orford, Quebeck 323.
Diorit
Enderby-Land, gedredscht 371.
Kiautschou 368.
Ober-Brezany, Böhmen, Gabbro- 361.
Dioritporphyrit, Sustenhörner, Aarmassiv 62.
Diplopora biserialis, karn. Fusulinenkalk 157.
Discotropites sandlingensis, mittlere Trias, Nevada 300.
Dislokationen, Westfalen, im jüngsten Jura und in der Kreide 86.
Disthen, siehe Cyanit.
Dognacskait = Wittichenit 15.
Dolomit
Carrara, im Marmor 176.
Oberschlesien, Entstehung im Muschelkalk 76.
Südtirol, Kristalle mit abwechselnden Lagen von Kalkspat 207.
—, Entstehung 206.
—, Geologie 246.
Tessiner Alpen, Uebergang in Schiefergesteine 208.
Domform des Granits, Sierra Nevada, Nordamerika 215.
Donati-Bruch 243.
Doppelbrechung fester und flüssiger Kristalle, angenäherte Bestimmung 149.
— für versch. Farben bei einigen Mineralien 316.

Doppelbrechung polymorpher Mineralien 317.
Doppeltbrechende Mineralien, Bestimmung des opt. Charakters 148.
Doppelfalte, Glarner 392.
Douvilléiceras seminodosum, subnodosocostatum var. pusilla u. robusta u. Tschernyschewi, oberes Neocom, Rußland 142.
Drauzug, Geologie 240.
Drillia camerunensis, ? Eocän, Kamerun 123.
Dromiopsis Birleyae und Coplandae, oberste Kreide, Faxe 141.
Drusbergdecke, Glarus 393.
Dumortieria Dumortieri var. stricta u. evolutissima var. multicostata, Ungarn 141.
Dumortierit, allgem. Beschreibung 19.
Dutenmergel, Entstehung 201.
Dynamometamorphose
Amerika, Ton und Tonschiefer 215.
Tessiner Alpen 209.
Egge-Gebirge, präcretaceische Schichtenverschiebungen im Mesozoicum 86.
Eigenwärme bituminöser Gesteine 48.
Eisbildung und Gletscherkorn 326.
Eisdecken, nordamerk. Tundra 190.
Eisen
Legierungen mit Nickel u. Kobalt 157.
Volumvermehrung des C-reichen bei Erstarrung 154.
Magdeburg 1831. 61.
Zukunft des 222.
Eisencarbid und -Phosphid, Magdeburg 79 ff.
Eisenerzlagerstätten
Erschöpfung 222.
Bakal, Süd-Ural 222.
Cartersville, Georgia, Ocker 225.
Hessen 225.
Lake Superior 227.
Nassau, Entstehung des Roteisensteins 225.
Oberschlesien 77.
Troitzk, Nord-Ural 223.
Ungarn, Rudobanya-Szt. Andras b. Kaschau 78.
Eisenglanz
Elektrizitätsleitung 24.
Umwandlung in eine polymorphe Modifikation 47.
Franklin Furnace, N. J. 158.
Eisenmangankruste, Cap-Halbinsel, durch Windwirkung 352.
Eiszeit, Ursache in den Alpen. C.-Bl. 1906. 380.
Eiszeitbildungen, Alpen, u. prähistor. Mensch 270.
Eklogit, Kalifornien 218.
Elbert-Formation, Colorado, Devon 263.
Elektrizitätsleitung, Eisenglanz, Zinnstein, Molybdänglanz, Pyrit, Markasit, Bleiglanz und Graphit u. Erkennung polymorpher Umwandlungen 20.
Ellipsobulimina Seguenzai, Miocän, Piemont 308.
Ellipsopleurostomella pleurostomella, rostrata und Schlichti, Miocän, Piemont 308.
Elsaß, geol. Uebersichtskarte 84.
Enderby-Land, gedredschtes Gesteinsmaterial 370.
Endmoräne, baltische, Beziehung zum Thorn-Eberswalder Haupttal 435.
England
Gault, Upper Greensand und Chalk 108.
paläozoische Floren 458.
Entexis 200.
Entektische Schlieren 200.
Entstehungstemperatur d. Mineralien, Bedeutung der Polymorphie und Isomerie 45.
Eolithen
im Tertiär von Thenay u. Ursprung 269.
nicht Kunstprodukte 269.
Epidot
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 35.
Carrara, im Marmor 177.
Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Erdbeben
Upsala, 23. Oktober 1904. 188.
Württemberg und Hohenzollern, 1901—1904. 187.
Erdbebenwellen, Fortpflanzungsgeschwindigkeit am Aetna 188.
Erdinneres, heißes, Widerlegung, C.-Bl. 1906. 51.
Erdoberfläche, Physiographie 44.
Erdöl, Texas, trans-Pecos 179.
Erdölfelder, siehe Petroleum.
Ergußgesteine
Böhmen, Tepler Hochland 353, 355.
—, zwischen Böhmisch-Kamnitz u. Kreibitz, jungvulkanische 357.
Eriphyla subplanissima, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Erlan = Kalksilikathornfels, Böhmen 360.
Erosion, glaziale, C.-Bl. 1906. 380.
Errat. Blöcke, Genf, Ursprung 61.

Errat. Geschiebe u. Glazialforschung 435.
(siehe auch Quartär etc.)
Eruptivbreccien, porphyritische, Kiautschou 369.
Eruptivgesteine
Alpen, ophiolithische 86.
Highwood Mountains, Montana 373.
Kiautschou 368.
Kleine Antillen 376.
Kristianiagebiet, Brögger's Katalog 196.
Pembrokeshire, Wales 210.
Santa Cruz Mountains, San Mateo Co., Cal. 372.
Skye, tertiäre 64.
(siehe auch Ergußgesteine, Intrusivgesteine etc.)
Eruptive Erze, C.-Bl. 1906. 614.
Eruptivmagmen, eutekt. Mischungen bei Differenzierungen 197.
Erweichen der Mineralien vor dem Schmelzpunkt 10.
Erze, eruptive, sedimentäre u. metamorphe, C.-Bl. 1906. 614.
Erzlagerstätten
Eisen, Erschöpfung 222.
Zusammenhang mit dem Metamorphismus, C.-Bl. 1906. 614.
Bakal, Süd-Ural, Eisen 222.
Böhmen (Neu-Knín u. Stechowitz), Gold 379.
— (Roudny), Gold 380.
Bosnien und Hercegowina, Schwefel- und Kupferkies 381.
Brasilien, Manganerze 226.
Cartersville, Georgia, Eisenocker 225.
Hessen, Eisen und Mangan 225.
Lake Superior, Eisenerze 227.
Mähren (Konic), Eisenerze 381.
Mansfeld und Thüringen, Kupferschiefer u. Rücken, C.-Bl. 1906. 243.
Mies, Böhmen, Gesteine 362.
Nassau, Entstehung des Roteisensteins 225.
Nordamerika (Illinois, Wisconsin und Kentucky) 180.
Oberschlesien, im Muschelkalk 74.
Queensland, nördl., Zinnstein und Wolfram 26.
Sudbury-Distrikt, Canada, Nickel- und Kobalterze 181.
Texas, trans-Pecos 178.
Transvaal, Zinnstein 228.
Troitzk, Nord-Ural 223.
Ungarn, Rudobanya-Szt. Andras b. Kaschau, Eisenerze 78.
Etschbucht-Gebirge 243.
Euganeen, geologisch 244.
Eulima Wanneri, Blättermergel von Theben 122.
Eutektik und Porphyrstruktur 197.
Eutektische Gemische bei Differenzierung von Eruptivmagmen 197.
Eutektische Mischungen und Silikatschmelzen 5.
Eutektoporphyrische Struktur 197.
Eutomoceras Laubei, mittlere Trias, Nevada 300.
Eutritonium (Sassia) biarritzense, blaue Mergel von Côte des Basques bei Biarritz 439.
Eutrochus Neumayri, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Exogyra Gumprechti, oberer Jura, Pommern 102.
Faba gibberosa, blauer Mergel von Côte des Basques bei Biarritz 439.
Facettengeschiebe im Diluvium Dänemark, C.-Bl. 593.
Holland, C.-Bl. 15, 425.
(siehe auch Kantengeschiebe.)
Fahlerz, Rax b. Grossau, Niederösterreich 174.
Faregh u. Uadi Natrun, Geologie 422.
Faujasina carinata = Polystomella crispa, Pozzuoli 310.
— contraria = Anomalina arimiensis, Ischia 310.
Fauna, neolith., Mittelrhein 440.
Faxekalk, Brachyuren 141.
Fayalit, Wisconsin, weite Verbreitung im Syenit 220.
Feldspat
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 38.
Carrara, Albit im Marmor 177.
(siehe auch Albit etc.)
Feldspatbasalt, Kiautschou 370.
(siehe auch Basalt.)
Felsinotherium, Mischmolaren 60.
Felsitfels-Ganggesteine, Kiautschou 366.
Felsitporphyr
Kiautschou 366.
Llano, Texas 216.
Nord-Karolina, sogen. Leopardit 216.
Schwertz, Urform d. hallischen Porphyre 60.
Fenestella burlingtonensis, compressa, delicata, filistriata var. nodosa, mimica, modesta, ovatipora und plebeja, karn. Fusulinenkalk 144.
Fergusit, Highwood Mountains, Montana 374.

Feuersteingebilde, Kreide, Margny (Oise) 201.
Fibrolith-Andalusit-Schiefer, Monadnock Mountain, New Hampshire 215.
Ficula sobria, ? Eocän, Kamerun 123.
Fische, tertiäre, Gehörknöchelchen, Emilia (Italien) 297.
Fissurina biconica, Bradyi, cucullata u. Schlichti, tyrrhen. Meer 309.
Flammenmergel, Braunschweig 428.
Flaserstruktur, Protogin, Reuß-Tal 209.
Flemingites Russelli, Meekoceras beds, Idaho 303.
Fließend-kristallinische Trichiten 151.
Fließend weiche Kristalle, Zwillingsbildung u. Homöotropie 151.
Floren, paläozoische, England 458.
Flüssige Kristalle
angenäherte Bestimmung d. Doppelbrechung 149.
Drehung der Polarisationsebene u. der Absorptionsrichtung 149.
Gleichgewichtsform 150.
Natur 153.
(siehe auch kristallinische Flüssigkeiten, fließend weiche u. scheinbar lebende, weiche Kristalle.)
Flüssigkeiten, kristallinische, siehe kristallinische Flüssigkeiten.
Flußspat
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 33.
Nordamerika (Illinois u. Kentucky) 180.
Flußwasser, Schweden 351.
Flytjord, Schweden, Entstehung 350.
Foraminiferen
einige Gattungen von D'Orbigny 309, 310, 457, 458.
perforate und imperforate 455.
Neusüdwales, Permocarbonkalk 454.
Rzeszów u. Debica, Galizien, Inoceramenschichten 264.
tyrrhen. Meer 307, 308.
Formosa, Foraminiferen d. miocänen Orbitoidenkalks 309.
Fossile Regentropfen durch im Schlamm aufsteigende Gasblasen 200.
Französische Alpen, Bau 253 ff.
(siehe auch Alpen.)
Frechiella kammerkarensis var. gereczensis und pannonica, Ungarn 141.
Friauler Alpen, Geologie 246.
Frontosus-Rasse, neolith. Fauna in Mitteleuropa 440.
Fruska Gora (Peterwardeiner Gebirge), Hypersenon 266.
Furchenstein, Dahomé, im Eocän 430.
Fußspuren, menschliche, Warnambol, Victoria, Austr. 269.
Fusulinenkalk, karnischer, Bryozoen 135.
Fusus conjecturalis, delicatus und Schlosseri, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.

Gabbro
Antillen, kleine 376.
Enderby-Land, gedredscht 371.
Kalifornien, Slatington, Eldorado Co., (Grünschiefer) 215.
Kiautschou 368.
Odenwald, C.-Bl. 1906. 689.
San Juan Mountains, Colorado, dynamometamorphosiert 219.
Skye 65.
Strumble-Head, Wales 211.
Susa-Tal, Rocca Bianca in Prasinit umgewandelt 105.
Gabbrodiorit
Davie County, N. Car., kugelig 217.
Ober-Brezany, Böhmen 361.
Gabbrogesteine, Einteilung und Benennung, C.-Bl. 1906. 10.
Gailthaler Alpen, Geologie 240.
Galathea munidoides, jüngste Kreide, Faxe und Schonen 141.
Ganggesteine, Kiautschou 368.
Gangquarz, Salangen (Norwegen) mit Einschlüssen von Methylenbisulfid 363.
Gari diversisignata und praecursor, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Gase, brennbare, Ohio 386.
Gault
Bedeutung des Worts 109.
Hämelerwald und Hohenhameln (Braunschweig) 425.
Gauteit, Highwood Mountains, Montana 374.
Gaylussit, Paris (sogen. Gerstenkörner) 347.
Geinitzia triangularis, Permocarbonkalk, Neusüdwales 455.
Gelbbleierz, Annaberg etc., Niederösterreich 174.
Genf, errat. Blöcke der Umgegend, Ursprung 61.
Geologie
Beziehungen zu Goethe 42. C.-Bl. 1906. 586.
Fortschritte seit Suess 42.
ökonomische, C.-Bl. 1906. 49.
Probleme und Entwicklung 45.
Unterricht an Hochschulen 147.

Geolog. Aufnahmen, Karten etc.
Böhm. Mittelgebirge, Bl. Kostenblatt—Milleschau 81.
Ostalpen 233.
Preußen, Bl. Barten, Wenden, Rastenburg, Drengfurt, Rosengarten u. Groß-Stürlack, C.-Bl. 1906. 579.
— Bl. Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstädt, Kella, Lengenfeld, Langensalza, Langula, Henningsleben (Großenbehringen), Mihla und Treffurt 230.
— Bl. Langula, Langensalza und Henningsleben, C.-Bl. 1906. 581.
— Bl. Quaschin, Zuckau, Prangenau u. Gr.-Paglau, C.-Bl. 1906. 16.
— Bl. Sonnenburg, Alt-Limmritz, Drossen, Drenzig u. Reppen, C.-Bl. 1906. 578.
Schweiz, Bl. Genf—Lausanne 83.
Gerstenkörner (Cölestinpseudomorphosen), Paris 347.
Gervillia (Dalliconcha) orientalis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Geschiebe, errat., u. Glazialforschung 435.
(siehe auch Quartär.)
Gesteinsbildende Mineralien, Ausscheidungsfolge, Kristallisationsvermögen u. -Geschwindigkeit in Silikatschmelzen 5.
Gesteinsfließen VAN HISE, C.-Bl. 1906. 611.
Gesteinskunde, praktische, RINNE, C.-Bl. 1906. 115.
Gibbula lucida, blaue Mergel von Côte des Basques, Biarritz 439.
— Pilari, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Giorgiosit, Santorin 13.
Gips, plast. Umformung unter Druck 80.
Gipslager, Livland und Pleskau 229.
Glarner Decke, Glarus 394.
Glarner Doppelfalte 86.
Glarus, Ueberfaltungsdecken 392.
Glaukophan, Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Glazial
Alpen, Eiszeitbildungen u. prähistor. Mensch 270.
Kanin-Halbinsel 117.
Norddeutschland 435.
Rügen und Hiddensee 196.
Saale-Tal, zwischen Halle u. Weißenfels 432.
(siehe auch Quartär, Moränen, Endmoränen, Gletscher etc.)
Glaziale Erosion, C.-Bl. 1906. 380.
Glazialforschung u. errat. Geschiebe 435.
Gleichgewichtsform fester u. flüssiger Kristalle 150.
Gleitboden, Schweden, Entstehung 350.
Gletscher
Veränderung in versch. Ländern 190.
Arapahoe Park, Colorado 189.
Gletschererosion, C.-Bl. 1906. 380.
Gletscherkorn und Eisbildung 326.
Gletscherschrammen, Enderby-Land 372.
Glimmer
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 36.
Carrara, im Marmor 177.
(siehe auch Lepidolith.)
Glimmerporphyrit, Kiautschou 369.
Globigerina D'ORBIGNY 1826. 310.
Globilemur, Madagaskar 446.
Gneis
böhm. Mittelgebirge, Kostenblatt—Milleschau 81.
Enderby-Land, gedredscht, Cordierit- 371.
Odenwald 58.
Pyrenäen, Entstehung 213.
Tessiner Alpen 208.
u. Granit, Schlesien, Entstehung 198.
Gneisgranit, Kiautschou (Tsingtau) 365.
Gnomonische Projektion, Anwendung in Kristallographie 314.
GOETHE, Beziehungen zu Mineralogie u. Geognosie 43. C.-Bl. 1906. 586.
Gold, Bosnien u. Hercegovina, in Kieslagerstätten 381.
Goldlagerstätten
Böhmen (Neu-Knin u. Stechowitz) 379.
— (Roudny) 380.
Granat, Biella, Piemont, Drusen im Syenit 36.
Grandidierit, Beschreibung u. Uebergang in Kryptotil 171.
Granit
Antillen, kleine 376.
Böhmen, Kontakt mit Kalk 360.
Enderby-Land, gedredscht 370.
Kiautschou (Cap Yatau), Kontaktmetamorphose 366.
— (Tsingtau) 364.
Nord-Karolina, Abarten 219.
Pyrenäen, Entstehung 214.
Riesengebirge, Ganggesteine 57.
Schlesien, bas. Schlieren etc. 198.
Sierra Nevada, Amerika, Domform 214.
Skye 67.
Spitzbergen, Kugel- 363.
Sustenhörner, Aarmassiv 62.

Granit
Tessiner Alpen, 208.
Wausau, Wisconsin, Anal. versch. Arten 220.
und Gneis, Schlesien, Entstehung 198.
Granitische Injektion in Schiefer, Odenwald 58.
Granitporphyr, Sustenhörner, Aarmassiv 62.
Granophyro-Liparose-Alaskose, Llano, Texas 216.
Granulation VAN HISE, C.-Bl. 1906. 609.
Graphit
Beziehung zu Diamant etc. 320.
Elektrizitätsleitung 39.
Regens b. Iglau, Lagerstätte 173.
Grazer Bucht 240.
Grönland, Mineralien im Basalt des östlichen 182.
Groningen
mineralog. Institut, C.-Bl. 1906. 120.
Basaltgeschiebe im Diluvium, C.-Bl. 1906. 118.
Großbritannien, pleistocäne Säugetiere 442.
Grünschiefer
Kalifornien, Slatington, Eldorado Co., im Dachschiefer 215.
Susa-Tal, Rocca Bianca, aus Gabbro entstanden 105.
Grünsteinschiefer, San Juan Mountains, Colorado, aus Gabbro und Diabas 219.
Grundmoränen, Entstehung 437.
Grundwasser
Mecklenburg, Schwankungen 195.
Oberschlesien 76.
Gryphaea čerevićiana u. semicoronata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Gulf Coastal Plain, Oelfelder 384.
Gymnotropites americanus, Trias, Amerika 300.
Gyrodes Kochi, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Gyrolith, Hebriden, Fundorte 343.
Hadropithecus stenognathus, Madagaskar 448.
Hämatit siehe Eisenglanz.
Halicore tabernaculi, Milchmolaren 60.
Halitherium bellunense, Miocän, Carvazana b. Belluno 448.
Halitherium Schinzi, Milchmolaren 60.
Hallstätter Kalk-Decke 259.
Halobia slates, ob. Trias, Kalifornien 99.
Halorites americanus, Pseudomonotis beds, Amerika 299.
Harpoceras exiguum; falcicostatum, Marianii, pseudofalcatum, pseudofieldingi u. Ugolinii, Lias, Monte di Cetona 143.
Hauerites Ashleyi, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 303.
Hauterivien, Westschweiz, Juragebirge 143.
Hawaii, Insel, Trachyt vom Hualalai-Berg 221.
Hebung des Festlandes, Beweise 194.
— d. Landes bei Acicastello 349.
Hebungen trennen volle Seebecken vom Meer 194.
Hecticoceras Haugi, Jura, Bucegi-Stock 121.
Hedenströmia Kossmati, Meekoceras beds, Amerika 302.
Hemipleurotoma vasconum, blaue Mergel von Côte des Basques b. Biarritz 439.
Hercegovina
Karstgebirge d. westl. 195.
Kieslagerstätten 381.
Hessen, Eisen u. Mangan 225.
Heterodelphis leiodontus, Miocän, Komitat Sopron, Ungarn 449.
Heulandit
Grönland, Ost-, im Basalt 185.
Montecchio Maggiore, Rolle des Wassers 342.
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 41.
Teigarhora, Rolle des Wassers 337.
Hiddensee, Landverluste a. d. Küste u. Standfestigkeit d. Leuchtturms 196.
Hildoceras Bastianii, dubiosum, falciplicatum, rimotum u. Targionii, Lias, Monte di Cetona 143.
Hippuriten, Entwicklung 453.
Hirschgeweihe, Pliocän, Piemont 132.
Hochschulen, Unterricht in Mineralogie u. Geologie 147.
Hörnli bei Grenzach (Basel), Profil 260.
Hohenzollern, Erdbeben 1901—1904. 187.
Holaster ananchytoides u. planus var. inferior u. quadrangula, unteres Angoumien, Osning-Bergketten, Teutoburger Wald 103.
Holasteropsis Credneriana, Credneriana var. subconica, unt. Angoumien, Osning-Bergketten, Teutoburger Wald 103.
Homerites semiglobosus, ob. Hosselkus limestone, Trias, Amerika 299.
Homo primigenius u. sapiens, Krapina, Neandertal u. Spy etc. 273, 277. (siehe auch Mensch.)

Homöotropie fließender weicher Kristalle 151.
Homolopsis transiens, jüngste Kreide, Faxe und Schonen 141.
Hoplites douannensis, dubisiensis, obliquecostatus, Rollieri u. syncostatus, untere Kreide, westschweiz. Jura 144.
Hornblende, siehe Amphibol
Hornfels, Biegelsberg b. Eberstadt, Biotitschiefer- 58.
— Kap Yatau (Kiautschou), am Granit 366.
Hosselkus limestone, ob. Trias, Kalifornien 99.
Hostimella hostimensis, Devon, Etage H, Mittelböhmen 145.
Hüggel, südl. Osnabrück, Alter der Sandsteinschichten 420.
Humboldt Range, Nordamerika, Geologie 95.
Hungarites Yatesi, mittl. Trias, Inyo Range 304.
Hutchinsonit, Binnental, Krist. 30.
Hyaena crocuta, Pleistocän, Großbritannien 442.
Hydrologie, Antarcticum, Expedition d. Belgica 97.
Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge (Fruska Gora) 266.
Hypsometer mit elektr. Temperaturmessung 46.
Hyracotherium, Verwandtschaft 291.
Idaho, unt. marine Trias 98.
Impfung beim Schmelzpunkt von Silikatgemengen 4.
Inlandeis, Beziehung zur Reliefgestaltung des Landes 437.
Inoceramenschichten, Rzeszow u. Debica, Foraminiferen 264.
Inoceramus Langi, Kreide, Angola 112.
Instrumentenkunde für Forschungsreisende, C.-Bl. 1906. 479.
Interglazial, Saaletal zw. Halle und Weißenfels 432.
Interglaziale Conchylienfauna, Ismaning b. München 434.
Interglazialzeiten, C.-Bl. 1906. 381.
Intrusionen, Skye 68.
Intrusivgesteine, Sustenhörner, Aarmassiv, m. Schiefermantel 62.
Inyoites Oweni, Meekoceras beds, Kalifornien 304.
Irving-Grünsteine, San Juan Mountains, Colorado 219.
Ismaning (München), interglaz. Conchylienfauna 434.
Isodimorphismus, bes. der Alkalinitrate 318.
Isomerie u. Polymorphie, Bedeutung f. Entstehungstemperatur d. Mineralien 45.
Isomorphe Silikate, Kristallisationsgeschwindigkeit aus Schmelzen 5.
Isomorphismus der Alkalinitrate 164.
Isonzolinie, Geologie 247.
Jade (Jadeit u. Nephrit) von Heber R. Bishop, C.-Bl. 1906. 249.
Joannites nevadanus, ob. Muschelkalk, Nevada 301.
Jodobromit, Globe, Pinal Co., Arizona 15.
Judicarienlinie 237.
Judicarische Faltungszone 243.
Julische Alpen, Geol. 247.
Jura
Appennin, zentraler, Mollusken des unt. u. mittl. Lias 144.
Italien, Monte di Cetona, Cephalopoden d. Lias 142.
Kehlheim, Paraphyllites distinctus im lith. Schiefer 90.
Nenndorf a. Deister, Malm 413.
Ostalpen 235.
Pommern, oberer 100.
Rumänien, Bucegi-Stock 120.
Teutoburger Wald 418, 419.
Westfalen, Dislokationen etc. im jüngsten 86.
Juragebirge
Ammoniten d. unteren Kreide, Westschweiz 143.
Genf—Lausanne, Chablais 83.
Kalifornien
Eklogite 218.
marine Trias 98.
Kalisalzlager, Hannover 416.
Kalk im Granitkontakt, Böhmen 360.
Kalkbostonit, Abercastle-Mathry, Wales 211.
Kalksalze d. Steinsalzablagerungen, Bildung 321.
Kalksilikathornfels, Böhmen 360.
Kalkspat
plastische Umformung unter Druck 80.
Schalen d. Foraminiferen 455.
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 34.
Carrara, im Marmor 175. 176.
Grönland, östl., im Basalt 183.
Tirol, Dolomitgebiet, lagenweise Abwechslung mit Dolomit in Krie stallen 207.
u. Aragonit, Vergleich der Lichtbrechung 317.

Kalktufflager, quartäres, Alfeld a. Leine 432.
(siehe auch Tufflager.)
Kamerun, Tertiär, ? Eocän 122.
Kanin-Halbinsel, rezente u. pleistocäne Bildungen 117.
Kantengeschiebe = Kantengerölle 437.
(siehe auch Facettengeschiebe.)
Kaolinlager, Aue etc., Entstehung 202.
Karawanken, Geologie 241.
Karpathen
Jura der südlichen, Cephalopoden 120.
Bau u. Bild 395.
Karst, Bau 233.
Karstgebirge, West-Hercegovina 195.
Karstsystem, Geologie 248.
Karten
geologische, Württemberg, Baden, Elsaß, Pfalz etc., Uebersichts- 84.
geologische, siehe geologische Aufnahmen, Karten etc.
Katalonien, Vulkane von Olot 50.
Kentrolith, Bena (d)e Padru bei Ozieri (Sardinien), Zusammensetzung 336.
Kerguelen
Moorbildungen 51.
Windwirkung u. Vulkanismus 352.
Kersantit, Kiautschou 368.
Kiautschou-Gebiet
Gesteine 364.
Kohlen, anthracitische 370.
Kieselkonkretionen, Kreide, Margny (Oise) 201.
Kieslagerstätten, Bosnien u. Hercegovina 381.
Klausschichten, Südkarpathen, Cephalopoden 120.
Klinozoisit, Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Kobalt, Legierungen mit Eisen 157.
Kodru-Gebirge, Ungarn, Geologie 94.
Kohle
Kiautschou, anthracitische 370.
Texas, trans-Pecos 179.
Kohlenstoff, Modifikationen 320.
Konglomeratblöcke, Pilsen, miocäne, im Quartär 353.
Koninckites Mushbachanus, Trias, Amerika 304.
Kontakt, Granit am Kalk, Böhmen 360.
Kontakterscheinungen, Highwood Mountains, Montana 373.
Kontaktmetamorphe Bildungen, Enderby-Land, gedredscht 371.
Kontaktmetamorphose
Kap Yatau (Kiautschou), am Granit 366.
Odenwald, am Granit 58.
Kontaktmetamorphose
Troitzk, Nord-Ural, Magneteisen am Granitporphyr 223.
Kontaktwirkungen
VAN HISE, C.-Bl. 1906. 607.
schwäb. Alb, am Basalt 205.
Skye, am Granit 67.
—, tert. Intrusivgesteine 65.
Krapina, Homo primigenius etc. 273, 277.
Kreide
Hippuriten, Entwicklung 453.
Wirbellose, der Sammlung der Academy of Nat. Sciences, Philadelphia 439.
Aegypten, Blättermergel v. Theben 122.
Angola, Küstenzone 111.
Antillen, kleine, Eruptivgesteine 376.
Argentinien, Wirbeltiere 124.
Black Ven, Charmouth, Zone d. Hoplites interruptus 264.
Böhmen, Bonebed im Turon 428.
—, Klippenfazies im Cenoman 427.
—, Mittelgebirge, Kostenblatt—Milleschau 81.
Braunschweig, Flammenmergel, Varians-Pläner u. Turon 428.
Broizem, Granulatenkreide 427.
Caslau u. Chrudim 111.
Eckerkrug, Ilsenburgmergel 427.
England, Gault, Upper Greensand u. Chalk 108.
—, Marsupites in den Haldon Hills 107.
—, Upper Greensand u. Chloritic Marl in Wiltshire 107.
—, Mupe Bay, Dorset 264.
—, Lincolnshire, Upper Chalk 106.
Faxe u. Schonen, Brachyuren 141.
Galizien (Rzeszow u. Debica), Foraminiferen d. Inoceramenschichten 264.
Hämelerwald und Hohenhameln (Braunschweig), Gault, Fauna 425.
Juragebirge, Westschweiz, Ammoniten d. unteren 143.
Lüneburg 427.
Madagaskar, Ostküste, Fanivelona, Senon 113.
Margny, Oise, Kieselkonkretionen 201.
Nenndorf a. Deister, Wealden 413.
Nordwestdeutschland, Belemnites u. Actinocamax im Cenoman 426.
Ostalpen 234.
Paderborn, Ursprung d. Paderquellen 414.

Kreide
Peterwardeiner Gebirge (Fruska Gora), Hypersenon 266.
Polen, obere 110.
Rheinland-Westfalen, Deckgebirge d. Carbons 105.
Rußland, Douvilléiceras-Arten d. oberen Neocom 141.
Stederdorf u. Horst, Kr. Peine, untere 104.
Südzentral-Montana 423.
Teutoburger Wald 418, 419.
—. Muschelkalkgerölle im Serpulit 86.
—, unteres Angoumien in den Osning-Bergketten 102.
Volzum (Braunschweig), Turtia 426.
Westfalen, Dislokationen etc. 86.
—, Fazies in den Scaphitenschichten d. südöstlichen 105.
Kristalle
Umformung unter Druck 80.
flüssige, siehe flüssige Kristalle.
Kristallinische Flüssigkeiten
Beschaffenheit 150.
Natur 153.
Kristallinisch-fließende Trichiten 151.
(siehe auch flüssige Kristalle.)
Kristallinische Schiefer
Entstehung 199.
Enderby-Land, gedredscht 371.
(siehe auch metamorphische Schiefer, Gneis etc.)
Kristallisationsgeschwindigkeit isomorpher Silikate aus Schmelzen 5.
Kristallisationsvermögen gesteinsbildender Mineralien in Silikatschmelzen 5.
Kristallographie
Anschauungen von Haüy u. Bravais 148.
experimentelle Grundlage der Raumgitterhypothese 1.
in der Enzyklopädie d. mathemat. Wissenschaften, C.-Bl. 1906. 552.
u. physikal. Chemie 313.
Kristallographische Projektionen, Konstruktion 314.
— Uebungen, C.-Bl. 1906. 554.
Kristalloptik, Pockels, C.-Bl. 1906. 681.
Kristallstruktur, Grundlage einer neuen Theorie (Nold) 315, 316.
Kristiania-Gebiet, Eruptivgesteine, Brögger's Katalog 196.
Krusten, Eisenmangan-, Cap-Halbinsel, durch Windwirkung 352.
Krustenerze, Oberschlesien, i. Muschelkalk 74.
Kryptotil, entstanden aus Grandidierit 171.
Künstliche Darstellung
Diamant 153.
Tychit 162.
(siehe auch Silikatschmelzen.)
Kugelgranit, Spitzbergen 363.
Kupferkies
Bosnien und Hercegovina, Lagerstätten 381.
Sudbury-Distrikt, Canada 182.
Ungarn (Kapnik u. Schemnitz), Kristallformen 325.
Kupferlasur
Carrara, im Marmor 176.
Valle Sacca b. Kimpolung (Bukowina), scheibenförmig 164.
Kupferschiefer, Beziehung zu Rücken, C.-Bl. 1906. 243.
Lagena marginulinoides, montagni u. sphaerula, tyrrhen. Meer 309.
— ventricosa, Miocän, Piemont 308.
Lageninae, tyrrhen. Meer 308.
Lagenonodosaria pseudoscalaris, Italien 308.
Lakkolithen, Highwood Mountains, Montana 374.
Lanceolites compactus, Meekoceras beds, Amerika 303.
Landschaftenkalk, Entstehung 201.
Laterit
Amani, Ost-Usambara 421.
Indien, Entstehung u. Zusammensetzung 330.
Lateritähnliche Bildungen, Kuckstein b. Oberkassel u. Solling 53.
Lateritische Verwitterung, Amani, Ost-Usambara 55.
Latirus incompletus, ? Eocän, Kamerun 123.
Latit, Highwood Mountains, Montana 374.
Laumontit
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 41.
Grönland, Ost-, im Basalt 186.
Lawsonit, Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 129.
Laxispira distincta, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Lecanites Knechti, Meekoceras beds, Inyo Range 304.
— Vogdesi, mittl. Trias, Nevada 304.
Leconteia u. L. californica, Trias, Amerika 299.
Leda substriatula, ? Eocän, Kamerun 123.
Legierungen von Nickel u. Kobalt mit Eisen 157.

Leinethal, Geologie n. Bohrungen 416.
Lemur insignis = Palaeochirogaleus, Madagaskar 446.
Lemuren, Madagaskar u. Europa 443.
Lengenbachit, Binnenthal, Krist. 31.
Leopardit, Nord-Karolina 216.
Leopoldia Buxtorfi, hoplitoides, incerta, Lorioli, mucronata, neocomensis und Renevieri, untere Kreide, Jura der Westschweiz 143.
Lepidocyclina angularis, Miocän, Formosa u. Riu Kiu 309.
— marginata, Tertiär, Umfang der Spezies 457.
— selinuntina, Eocän, Marchesa bei Sciacca, Sicilien 455.
Lepidocyclinen, Eocän, Sicilien 455, 456.
Lepidolith, Ramon, San Diego Co., Cal., Kristall 18.
Lepilemur, Schädel 445.
Leucitbasalt, Gaus-Berg, Antarcticum 51.
Leucitsyenit, Highwood Mountains, Montana 373.
Levyn, Grönland, Ost-, im Basalt 186.
Lima Brusinai, selectissima u. szilyana, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
— Canavarii, Lias, Zentralapennin 145.
— Delanouei, Blättermergel v. Theben 122.
Limburgit
Páraguay, Cerro Tacumbú, chemisch 376.
(siehe auch Magmabasalt.)
Limopsis nummiformis und Vilmae, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Lithionglimmer, siehe Lepidolith.
Litorina-Senkung, Vorpommern, Beziehung zu alten Stromtälern 434.
Londonthon = Yprésien und Cuisien 115.
Longobardites nevadanus, mittl. Trias, Nevada 304.
Lophiodon, Beziehung zu Chasmotherium etc. 281. 291.
Lophiolemur Edwardsi, Madagaskar 446.
Lophiotherium, Eocän, Schweiz 287.
Louisiana, Oelfelder 383.
Loxoptyxis biarritzensis, blaue Mergel von Côte des Basques bei Biarritz 439.
Lucina camerunensis, ? Eocän, Kamerun 123.
Lummaton-Kalk, Devon, Torquay 263.
Luzonit, Mancayan (Luzon), Kristalle 157.
Lycopodites hostimensis, Devon, Etage H 146.
Lytoceras fasciculatum, Jura, Bucegi-Stock 121.
Mactra? rhomboidea, ? Eocän, Kamerun 123.
Madagaskar
fossile Wirbeltiere 443.
Senon, Fanivelona, Ostküste 113.
Magazinthermometer, Verbesserung zu Schweremessungen 46.
Magmabasalt
Böhmen, Tepler Hochland 356.
—, zw. Böhm.-Kamnitz u. Kreibitz 359.
(siehe auch Limburgit.)
Magneteisen
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 34.
Troitzk, Nord-Ural 223.
Magnetismus, siehe Diamagnetismus.
Magnetkies, Sudbury-Distrikt, Canada 182.
Mainzer Becken
Ostrakoden d. Tertiär 138.
Säugetiere d. Oligocän und Untermiocän 131.
Tertiär, Grorother Mühle 113.
Malachit, Carrara, in Marmor 176.
Man, Insel, crush-agglomerate (Reibungsbreccie) 210.
Manganeisenkruste, Cap-Halbinsel, durch Windwirkung 352.
Manganerze
Brasilien 226.
Hessen 225.
Mansfeld u. Thüringen, die Rücken u. Beziehung zum Kupferschiefer, C.-Bl. 1906. 243.
Manx slate, Insel Man 210.
Marginella (Faba) gibberosa und M. portus, blaue Mergel v. Côte des Basques b. Biarritz 439.
Markasit
Patina auf Pfahlbaunephriten 334.
Elektrizitätsleitung 36.
Umwandlung in Pyrit etc. 45.
Marmatit, Sardinien, Zusammensetzung 323.
Marokko, Geologie des südlichen 423.
Marrit, Binnenthal, Krist. 30.
Marscoit, Skye 65.
Marsupites in der Kreide, Haldon Hills, England 107.
Martinique, Eruptionen des Montagne Pelée, C.-Bl. 1906. 81.
Matreier Ueberschiebung 239.

Mecklenburg
Küste beeinflußt durch die Silvestersturmflut 1904. 196.
Schwankungen d. Grundwassers 195.
Meekoceras pilatum, untere Trias, Amerika 304.
— beds, unt. Trias, Idaho 98.
Meerwasser, Dichte, Antarcticum, Expedition der Belgica 97.
Megaladapis, Madagaskar, Beschreibung 445.
Meiningen, Sachsen-, Geologie 409.
Melaphyr
Blasenzüge 200.
Enderby-Land, gedredscht 371.
Südtirol, Durongebiet 8.
—, Seiser Alp, älterer u. Buchensteiner Kalk 1.
Wonsheim, Rheinhessen, effusiv 59.
Melilithbasalt, schwäb. Alb 205.
Menina Planina, Geologie 247.
Mensch
Becken, vergl. m. Anthropoidenbecken, C.-Bl. 1906. 312.
Ueberreste u. Werkzeuge 269 ff.
Alpen, prähistor., u. Eiszeitbildung 270.
Alpen, Australien, Krapina, Neanderthal u. Spy etc. 269 ff.
Australien, Warnambol. Victoria, Fußspuren 269.
Europa, neolith. Fauna bes. am Mittelrhein 440.
(siehe auch Homo.)
Menschenreste, Gough Cavern bei Cheddar 280.
Mergel, prismat. Absonderung durch Torsion, Dambovitza 202.
Mesolith, Grönland, Ost-, im Basalt 183.
Mesosiren Dolloi, Milchmolaren 53.
Mesotyp, siehe Natrolith.
Mesozoicum, Egge-Gebirge, präcretaceische Schichtenverschiebungen 86.
Metaklase d. Gesteine 56.
Metamorphe Erze, C.-Bl. 1906. 614.
Metamorphische Schiefer, Tessiner Alpen 208.
(siehe auch kristallinische Schiefer, Gneis etc.)
Metamorphismus, VAN HISE, C.-Bl. 1906. 605.
(siehe auch Dynamometamorphose etc.)
Metasomatismus, VAN HISE, C.-Bl. 1906. 608.
Meteoritenkunde, E. COHEN, III. C.-Bl. 1906. 498.
Meteoreisen?, Magdeburg 1831. 61.
Methylenbisulfid, eingeschlossen im Gangquarz 363.
Metula biarritzensis, blaue Mergel v. Côte des Basques b. Biarritz 439.
Micraster breviporus var. brevis, longa u. oblonga, unt. Angouminien, Teutoburger Wald, Osning-Bergketten 103.
— cortestudinarum var. inferior u. superior, unt. Angouminien, Teutoburger Wald, Osning-Bergketten 103.
Mies
Böhmen, Phyllit 362.
Schwerspat u. Anglesit 24.
Mikroskop mit Polarisation, Gebrauch nach WRINSCHENK, C.-Bl. 1906. 522.
Mikroskop, Bestimmung d. Mineralien nach Brechungskoeffizienten, C.-Bl. 1906. 551.
— Untersuchung d. Mineralien, C.-Bl. 1906. 246, 522, 551, 745.
Milchmolaren, Sirenen 50.
Millerit, Orford, Quebeck, Kristallographie 323.
Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen 10.
Minerallagerstätten
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 33.
Binnenthal 15, 27, 30.
Carrara, im Marmor 175, 176.
Illinois 180.
Mies, Schwerspat u. Anglesit 24.
Niederösterreich 174.
Regens b. Iglau, Graphit- 173.
Westmähren 174.
Mineralogie, Unterricht an Hochschulen 147.
Mineralwasser, Agnano (Apollowasser) 79.
Minette
Highwood Mountains, Montana 373.
Kiautschou 368.
Sustenhörner, Aarmassiv 62.
Miocän, Niederschlesien, petrogr. Entwicklung 430.
Missourit, Highwood Mountains, Montana, Shonkin-Stock 373.
Mitra Degrangei u. vasconum, blauer Mergel von Côte des Basques b. Biarritz 439.
Mittelamerika, Vulkangebiet, Ausbrüche 1902 u. 1903, C.-Bl. 1906. 243.
Modiolopsis Martini und subgradata, Untersilur, Haverfordwest-Distr. 307.

Moiné-Mendia b. Hélette (Basses-Pyrénées), Reibungsbreccie zw. Granit und Marmor 212.
Molasse, Faziesentwicklung der oligocänen in Südbayern, C.-Bl. 1906. 576.
Molybdänglanz
Elektrizitätsleitung 32.
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 33.
Monadnock Mountain, New Hampshire, Geologie 215.
Monazitsand, Bahia 343.
Monchiquit, Böhmen, zwischen Böhm.-Kamnitz und Kreibitz 359.
Monogenerina pyramidis, Permocarbonkalk, Neusüdwales 455.
Montagne Pelée, Martinique, Eruptionen, C.-Bl. 1906. 81.
Montana, Süd-Zentral-, Geologie 423.
Mt. Mary-Mte. Emilius-Decke, Piemont 257.
Mte. Rosa-Gran Paradiso-Decke, Piemont 257.
Monzonit, Highwood Mountains, Montana 373.
Moorbildungen, Kerguelen 51.
Moränen, siehe Endmoränen etc.
Müllerornis, Madagaskar 444.
Mürtschendecke, Glarus 393.
Mugearit, Skye 69.
Munida primaeva, jüngste Kreide, Faxe und Schonen 141.
Murex camerunensis, ? Eocän, Kamerun 123.
Muschelkalk, Oberschlesien 74.
Muschelkalkgerölle im Serpulit, nördl. Teutoburger Wald 86.
Nannites Dieneri, Meekoceras beds, Amerika 301.
Narenta, Flußgebiet d. unteren 195.
Nassa prisca, blaue Mergel von Côte des Basques bei Biarritz 439.
Natica plesio-lyrata, provideata und uberiformis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
— osculum und servorum, ? Eocän, Kamerun 123.
Natrolith, Grönland, Ost-, i. Basalt 183.
Natrontal, Aegypten, Geologie 422.
Nautiloidea, Trias, Amerika 307.
Neaera aegyptiaca, Blättermergel von Theben 122.
Neandertal, Mensch 273.
Neanites californicus, Subbullatus-Schichten, Amerika 306.
Necrocarcinus bispinosus u. insignis, oberste Kreide, Schonen 141.
Necrolemur, Beschreibung 443.
Neithea almusana u. Böckhi, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Nenndorf a. Deister, Gebirgsbau und Quellenverhältnisse 412.
Neolith. Fauna, Mittelrhein 440.
Neosqualodon, Gebiß 294.
Nephelinbasalt
bad. Oberland 61.
Eisenrüttel, schwäb. Alb 205.
Nephelinit, Tepler Hochland 356.
Nephrit
von Heber R. Bishop, C.-Bl. 1906. 249.
Pfahlbauten, Markasit-Patina 334.
Neptunus arabicus, ? Pliocän, arabische Küste 139.
Nerita gemmata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
— Sadebecki, ob. Jura, Pommern 102.
Neritina Lóczyana, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Nesopithecus australis und Robertsi, Madagaskar 446.
Neuffen, Wärmezunahme im Bohrloch 47, 48.
Neuseeland, Geologie nach Heim 424.
Nevada, marine Trias 99.
Nickel, Legierungen mit Eisen 157.
Nickeleisen
Fraser, Britisch-Columbia (Souesit) 155.
Josephine Co., Oregon u. South Fork, Smith River, Del Norte Co., Kalifornien (Awaruit) 155.
Nickelerze, Sudbury-Distrikt, Canada 181.
Nickelstahl, Struktur 157.
Nitrate der Alkalien
Isomorphismus und Polymorphismus 164.
Modifikationen und Isodimorphismus 308.
Niveauänderungen bei Acicastello 349.
Nordamerika
Humboldt Range u. Nachbargebirge, Geologie 96.
Marine Trias im westlichen 98.
Nord-Karolina, Gesteine 216, 218.
Norit
St. David's Head, Wales 211.
Skye 65.
Northupit, Beziehungen zu Tychit 162.
Nosean-Melilithbasalt, Grabenstetten 205.
Nubecularia caespitosa, stockbildend, sarmat. Stufe, Wolfstal bei Preßburg 310.

Nucula appenninica u. simplex, Lias, Zentralapennin 145.
— Perkeo, ? Eocän, Kamerun 123.
Nummuliten, Tertiär, Biarritz 311.
Nummulitidae d'Orbigny 1826. 310.
Oberschlesien, Erzlagerstätten im Muschelkalk 74.
Odenwald, granitische Injektion im Schiefer 58.
Oecotraustes binodosus, Jura, Bucegi-Stock 121.
Oelfelder, siehe Petroleum.
Oesterreich, Bau der Ostalpen und des Karsts 233.
Ohio
Petroleum und Brenngase 386.
Zementfabrikation 72.
Oligocänmolasse, Faziesentwicklung in Südbayern, C.-Bl. 1906. 576.
Oligoklas, Biella, Piemont, Drusen im Syenit 38.
Olivella Zintgrafi, ? Eocän, Kamerun 123.
Olivin, Montefiascone, Krist. 17.
(siehe auch Peridot.)
Olivinkersantit, Kiautschou 368.
Ophiceras Dieneri u. Spencei, Meekoceras beds, Kalifornien 303.
Ophiolithische Massengesteine, Alpen, geolog. Bedeutung 88.
Oppelia Mariorae und Redlichi, Jura, Bucegi-Stock 121.
Opt. Charakter doppelbrechender Mineralien 148.
Orbitoiden
Eocän, Sizilien 455.
Tertiär, Biarritz 311.
Orbitoidenkalk, Formosa und Riu Kiu 309.
Orthis (Plesiomys) porcata var. sladensis, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 140.
Orthodesma semiradiata, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 307.
Orthoklas, Biella, Piemont, Drusen im Apatit 38.
Orthoklasporphyr, Kiautschou 367.
Ostalpen, Struktur 233, 252.
Ostrakoden
Tertiär, Mainzer Becken 138.
— und Quartär, Württemberg 138.
Ostrea Choffati, ? Eocän, Kamerun 123.
— subarcotensis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Owenites Koeneni, Meekoceras beds, Inyo County 301.
Pachycardientuffe, Seiser Alpen, Alter 12.
Pachydiscus supremus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Paderborn, geol.-hydrol. Verhältnisse d. Ursprungsgebiets d. Paderquellen 414.
Paderquellen, Paderborn, geol.-hydrol. Verhältn. d. Ursprungsgebiets 414.
Palaearca Turnbulli, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 307.
Paläohippidenstämme, phylogenet. Zusammenhang 289.
Paläontologie, Fortschritte seit Suess 42.
Palaeophocaena, Verwandtschaft 295.
— Andrussowi, II. Mediterranstufe, Halbinsel Taman 296.
Palaeopropithecus ingens, Madagaskar 446.
Palaeostachya Ettingshauseni, Middle coal measures, Canonbie, England 463.
Palaeotherium Buseri, castrense, curtum, eocaenum, girondicum, Heimi, magnum, Möschi, Mühlbergi (medium u. latum), Renevieri u. Rütimeyeri, Eocän, Schweiz 282.
Palaeoziphius, Gebiß 295.
Palaeozoicum
England, Floren 458.
Ostalpen (Arlberg etc.) 237.
Sachsen-Meiningen 409.
Pyrenäen, Verbreitung d. Kalks 214.
Paloplotherium, siehe Plagiolophus 284.
Panopaea mermera, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Panopeus incertus und subellipticus, oberste Kreide, Schonen 141.
Paradoxides jemtlandicus, Oelandicus-Zone, Jemtland 298.
Paraganides californicus, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 301.
Paralecanites Arnoldi, Meekoceras beds, Idaho 304.
Paranannites aspenensis, Meekoceras beds, Idaho 301.
Paraphyllites distinctus, lithogr. Schiefer, Kehlheim 90.
Paratropites, Subbullatus-Schichten. Kalifornien 300.
Pariser Becken, Tertiär 115.
(siehe auch Tertiär.)
Pecten Behrensi, Minimus-Ton, Groß-Biewende (Braunschweig) 428.
— szeremensis u. vertebratus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Pectunculus hungaricus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.

Pegmatit
Kiautschou 366.
Sustenhörner, Aarmassiv 63.
Peißenberg, Lagerung der Flöze, C.-Bl. 1906. 577.
Pelée, Montagne, Martinique, Eruptionen, C.-Bl. 1906. 81.
Pembrokeshire, Wales, Eruptivgesteine 210.
Pentlandit, Sudbury-Distr., Canada 182.
Peridot, siehe Olivin.
Peridotit
mikroskopisch 56.
Antillen, kleine 376.
Skye (Dunit etc.) 65.
Perihepsesis 200.
Periklas, Teulada, Sardinien, im Predazzit 330.
Perisphinctes subplanus, subtiliformis u. transsylvanicus, Jura, Bucegi-Stock 121.
Perissodactylengebiß 291.
Perm, Sachsen-Meiningen 411.
Permocarbon, Neusüdwales, Foraminiferen 454.
Perna čerevićiana, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Peterwardeiner Gebirge (Fruska Gora), Hypersenon 266.
Petricola hippuritarum, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Petrographie
Beziehung zu angrenzenden Wissenschaften 52.
praktische, von Rinne, C.-Bl. 1906. 115.
Petrographische Tabellen, Linck und Loewinson-Lessing, C.-Bl. 1906. 248.
Petroleum
Deutschland, nordwestl., Beschaffenheit 390.
Ohio 386.
Rumänien, Vorkommen 390.
Texas u. Louisiana, Gulf Coastal Plain 383.
Petroleumfelder, Texas u. Louisiana, Gulf Coastal Plain 383.
Pfalz, geol. Uebersichtskarte 84.
Pferde, neolith. Fauna, Mittelrhein 441.
Phacopidae, Klassifikation 139.
Phasianella sericata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Phonolith
Böhmen, Mittelgebirge, Kostenblatt —Milleschau 83.
—, zwischen Böhmisch-Kamnitz u. Kreibitz 357.
Phonolith
Páraguay, Sabucáy (Distr. Ibitimi), chemisch 377.
Phyllit, Mies, Böhmen 362.
Physeteriden, systemat. Stellung 294.
Physikalische Chemie und Kristallographie 313.
Physiographie d. Erdoberfläche 44.
Picea excelsa, Quartär, Eberbach a. Neckar 434.
Piemont, Bau der Alpen 256, 258.
Pikrit, Skye 65.
Pinakodendron Macconochiei, upper coal measures, Canonbie, England 463.
Pinnatopora flexicarinata, karnischer Fusulinenkalk 155.
Pinzgauer Mittelgebirge 238.
Pitheodon Sikorae, Madagaskar 448.
Placites Humboldtensis, norische Stufe, Nevada 303.
Pläner, Varians-, Braunschweig 428.
Plagioklas, siehe Albit etc.
Plagioklasporphyrit, Kiautschou 369.
Plagiolophus annectens, Cartieri, Fraasi, minor etc., Eocän, Schweiz 284.
Plagiophthalmus pentagonalis, jüngste Kreide, Schonen 141.
Plastische Umformung v. Kristallen unter Druck 80.
Platin, Schmelzpunkt 321.
Plectambonites papillosa, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 140.
Pleochroismus, künstlicher 3.
Plesiomys porcata var. sladensis, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 140.
Pleurostomella antiqua, Permocarbonkalk, Neusüdwales 455.
Pleurotoma camerunensis u. wuriana, ? Eocän, Kamerun 123.
— deperdita, hypersenonica u. orba, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
— (Hemipleurotoma) vasconum, blaue Mergel v. Côte des Basques bei Biarritz 439.
Pleurotomaria thebensis, Blättermergel v. Theben, Aegypten 122.
Polargebiete, Expedition der Fram 1898—1902. 96.
Polarisationsebene, Drehung in flüss. Kristallen 149.
Polarisationsmikroskop, Gebrauch nach Weinschenk, C.-Bl. 1906. 522.
Polen, obere Kreide 110.
Polycyclus nodifer, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 306.

Polymorphe Körper, Doppelbrechung 317.
Polymorphie
d. Alkalinitrate 164.
u. Isomerie, Bedeutung f. Entstehungstemperatur d. Mineralien 45.
Polymorphina, einige Spezies von d'Orbigny 1826. 309.
Polypora, karn. Fusulinenkalk 150.
Polystomella crispa = Faujasina carinata, Pozzuoli 309.
Pommern
alte Stromtäler 434.
oberer Jura 100.
Popanoceras Haugi, mittl. Trias, Inyo County 301.
Porocidaris prior, Blättermergel von Theben, Aegypten 122.
Porphyre
Antillen, kleine 376.
Kiautschou 366.
Porphyrite, Kiautschou 367.
Porphyritische Eruptivbreccien 369.
Porphyrschild, Bozen 245.
Porphyrstruktur u. Eutektit 197.
Potamides Semseyanus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Pranycticebus Gaudryi (= Cryptopithecus, Frohnstetten) 444.
Prasinit, Susa-Tal, Rocca Bianca, aus Gabbro umgewandelt 105.
Praßberg, Senkungsfeld 247.
Predazzit, Teulada, Sardinien 329.
Prehnit, Biella, Piemont, Drusen im Syenit 40.
Prestwichia signata, Perm, Kansas 298.
Primigenius-Rasse d. neolith. Fauna in Mitteleuropa 443.
Prionolobus Jacksoni und Waageni, Trias, Amerika 304.
Proarcestes pacificus, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 301.
Projektion, gnomonische, Anwendung in Kristallographie 314.
Projektionen, kristallographische, Konstruktion 314.
Propalaeotherium argentonicum und isselanum, Eocän, Schweiz 286, 287.
Proptychites Walcotti, Meekoceras beds, Inyo County 302.
Prosimiae, Systematik 448.
Prosphingites Austini, Meekoceras beds, unt. Trias, Inyo County 301.
Protogin, St. Gotthard, Beziehung zu metamorph. Schiefer etc. 208.
Protoindris globiceps, Madagaskar 446.
Protoklase
d. Gesteine 56.
Protogin, Reuß-Tal 209.
Protolepidodendron Karlsteini und Scharyanum, Devon, Etage H, Mittelböhmen 145.
Protrachyceras Lecontei, Trias, Amerika 305.
Provençalische Alpen, Bau 253, 256.
Pseudoliva coniformis, Eschi u. Schweinfurthi, ? Eocän, Kamerun 123.
— praecursor u. Zitteli, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Pseudomorphosen nach Cölestin? (sog. Gerstenkörner), Paris 347.
Pseudosageceras intermontanum, Meekoceras beds, Idaho u. Kalifornien 302.
Pseudosporochnus Krejčii, Devon, Etage H, Mittelböhmen 145.
Psilophyton bohemicum u. spinosum, Devon, Etage H, Mittelböhmen 146.
Ptychites Meeki, ladinische Stufe, Humboldt Range, Nevada 302.
Pulaskit, Highwood Mountains, Montana 374.
Purpurit, Faires Mine b. Kings Mountain, Gaston Co., N. Car., im Pegmatit 172.
Pustertal, Störungszone 237.
Pyrenäen, Gneis u. andere Gesteine 213 ff.
Pyrgoma cretacea, Upper Chalk, Norwich 140.
Pyrit, siehe Schwefelkies.
Pyropissit, Wito (Ostafrika) am Tawa-Fluß 347.
Pyroxen, Biella, Piemont, Drusen im Syenit 36.
(siehe auch Augit.)
Pyroxenaplit, Böhmen 361.
Pyroxenit, Ottawa County, Canada, in den Greenville series 217.
Pyrrhotin, siehe Magnetkies.
Quartär
Mensch, Ueberreste u. Werkzeuge 269 ff., 440.
(siehe Mensch.)
Alfeld a. Leine, Kalktufflager 432.
Amani, Ost-Usambara 422.
Argentinien, Wirbeltiere 124.
Brandenburg (Prov.), C.-Bl. 1906. 578.
Cannstatt, Ostracoden d. Mammutfeldes 138.
Danzig, Umgegend, C.-Bl. 1906. 16.
Eberbach a. Neckar, Picea excelsa 434.

Quartär
Genf, Ursprung d. errat. Blöcke 61.
Großbritannien, pleistocäne Säugetiere 442.
Halle u. Weißenfels, Gliederung 432.
Holland, basalt. Diluvialgeschiebe, C.-Bl. 1906. 118.
—, Geschiebe v. Ardennengesteinen 118.
Italien, Potenza-Tal, Säugetiere 132.
Kanin-Halbinsel, rezente u. pleistocäne Bildungen 117.
Krapina, Mensch 272, 277.
München (Ismaning), interglaziale Conchylienfauna 434.
Norddeutschland, Geschiebe 118.
Ostpreußen, masur. Seenplatte, C.-Bl. 1906. 579.
Pilsen, miocäne Quarzit- und Konglomeratblöcke 353.
Regensburg (Tal der Schwarzen Laaber), Conchylien d. Tufflagers 431.
Saale-Terrasse, oberste, Naumburg 431.
Thüringen 231.
— Langensalza etc., C.-Bl. 1906. 584.
Weinheim a. Bergstr., diluv. Rheintalspalte 431.
Quarz
gefärbt durch Radiumstrahlen 158.
Kristallogenesis 80, 159.
Reaktion mit Alkalilaugen 13.
Zwillingsgesetze 327, 328.
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 34.
Griesernthal, Zwilling nach R (10$\bar{1}$1) 327.
Grönland, östl., im Basalt 183.
Quarz und Tridymit, Umwandlung 45. C.-Bl. 1906. 728.
Quarzitblöcke, Pilsen, miocäne, im Quartär 353.
Quarzkeile, Anwendung 32.
Quarznorit, Penberry Hill, Wales 211.
Quarzporphyr, Kiautschou 366.
(siehe auch Felsitporphyr.)
Quellen
artesische, Theorie 192.
Nenndorf a. Deister, Schwefelgehalt 413.
Quellwasser, Schweden 351.
Quinqueloculina Sprattii, Pliocän—Gegenwart, Italien 308.
Rädertendecke, Glarus 393.
Radiolariengesteine, Sizilien 456.
Radiolarit u. Radiolaritkalk, Alpen 86.
Radiumstrahlen färben Quarz 158.
Rammelsbergit, Orford, Quebeck, Kristalle 325.
Raninella baltica, jüngste Kreide, Schonen 141.
Raumgitter, experimentelle Grundlagen 1.
Recoaro, Aufbruch 244.
Redontit, Martinique, mit Guano 171.
Refraktometer v. Herbert Smith 32.
Regentropfen, fossile, durch im Schlamm aufsteigende Gasblasen 200.
Regionalmetamorphose, kleine Antillen 376.
(siehe auch Metamorphismus etc.)
Reibungsbreccie
Insel Man 210.
Moiné-Mendia bei Hélette (Basses-Pyrénées), zw. Granit u. Marmor 212.
Rekristallisation van Hise, C.-Bl. 1906. 609.
Reliefgestaltung des Landes, beeinflußt durch Inlandeis 437.
Rhabdocarpus curvatus, Kohlenkalk, England 464.
Rhabdoceras Russeli, Pseudomonotis-Schiefer d. nor. Stufe, Amerika 307.
Rheintalspalte, diluviale, Weinheim a. Bergstr. 431.
Rhinoceros pachygnathus u. Schleiermacheri, Tertiär, Samos 450.
Rhinoceroten-Arten, Miocän, Nordamerika 133.
Rhinocerotiden, tertiäre, Samos 450.
Rhodea (?) hostimensis, Devon, Etage H, Mittelböhmen 145.
Rhombocladia delicata. karn. Fusulinenkalk 158.
Rhombopora Nicklesi u. Schellwieni, karn. Fusulinenkalk 142.
Rhyolith, Skye, Tuff und Lava 65.
Ries, vulkan. Tuffe u. Auswürflinge 203.
Riesengebirgsgranit, Ganggesteine 57.
Rimini, Foraminiferen des Lido 310.
Rinder, neolith. Fauna von Mitteleuropa 440.
Riu Kiu, Foraminiferen des miocänen Orbitoidenkalks 309.
Robergia microphthalma, Ceratopyge-Horizont, Jemtland 298.
Rock flowage van Hise, C.-Bl. 1906. 611.
Rostellaria subtilis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Roteisenstein, Nassau, Entstehung 225.
Rotlehm, Amani, Ost-Usambara 421.
Rotliegendes, Sachsen-Meiningen 411.

Rücken, Beziehung zum Kupferschiefer, C.-Bl. 1906. 243.
Rügen, Landverluste a. d. Küste 196.
Rumänien, Petroleum 390.
Rutil
Söndeled, Norwegen, Brechungsindizes 317.
Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Rutschboden, Schweden, Entstehg. 350.
Saaleschotter, präglaziale etc. 432.
Saaleterrasse, oberste, Naumburg 431.
Sachsen-Meiningen, Geologie 409.
Säntis, Geologie 392, 394.
Säugetiere
American Museum of Natural History 442.
Großbritannien, Pleistocän 442.
Madagaskar 443.
Sagrina nodosa = Clavigerina senense, Pliocän, Siena 308.
Salpeter
der Alkalien, Isomorphie und Polymorphie 164.
versch. Zusammensetzung, Modifikationen u. Isodimorphismus 318.
Salzgebirge, Leinetal 416.
Samos, tert. Rhinoceratiden 450.
Sandlingites Andersoni, Subbullatus-Schichten, Amerika 306.
Sandstein
Enderby-Land, gedredscht 372.
Paraguay, chemisch 377.
Sandwichs-Inseln, siehe Hawaii.
Sanidin, Mordloh, Tepler Hochland, im Trachyt, optisch 354.
St. Bernhard, Großer, Decke, Piemont 257.
Sassia biarritzense, blaue Mergel von Côte des Basques b. Biarritz 439.
Scaphitenschichten, Westfalen, Fazies im südöstlichen 105.
Schaf, neolith. Fauna, in Mitteleuropa 440.
Scheelit, vergl. mit Sr WO_4 u. Ba WO_4 344.
Scheinbar lebende, weiche Kristalle 151.
Schichtenabtragungen, Westfalen, im jüngsten Jura u. in der Kreide 86.
Schichtenverschiebungen, präcretaceische, im Eggegebirge, im Mesozoicum 86.
Schiefer
kristallinische, Entstehung 199.
metamorphische, Tessiner Alpen 208.
(siehe auch Schiefer, kristallinische, Gneis etc.)
Schieferigkeit der Gesteine 56.
Schio-Linie 244.
Schlern, Entstehung 16.
Schlieren
basische, im Granit, Schlesien 198.
entektische 200.
Schlönbachia Neuparthi und simplex, Kreide, Angola 112.
Schlotheimia Dumortieri, Lias, Monte di Cetona 142.
Schmelzen, siehe auch Silikatschmelzen.
Schmelzintervalle 4.
Schmelzlösungen von Silikaten
Theorie 8.
Schmelzpunktserniedrigung u. Mineralbildung 10.
Schmelzpunkt
der Mineralien, vorheriges Erweichen 10.
von Silikatgemengen u. Impfung 4.
und Viskosität n. Silikatschmelzen 5.
Schmelzpunktsbestimmungen v. Mineralien 10, 12.
Schmelzpunktserniedrigung bei Silikatschmelzlösungen 10.
Schollengebirge, norddeutsches, Lagerung 416.
Schonen
Basalt, mikrosk. Bilder, C.-Bl. 1906. 117, 118.
Brachyuren d. jüngsten Kreide 141.
Schottland, carbon. Floren 460.
Schreibersit, Verhalten b. Anlassen 85.
Schrifterz, siehe Sylvanit.
Schweden
Bläherde u. Gleit- oder Rutschboden 350.
Fluß- und Quellwasser 351.
jährl. Temperaturschwankungen der Seen 49.
Schwefel
kristallisierte Modifikationen 13.
Maybee, Mich., mit Cölestin 345.
Paris, im Gips 347.
Texas, trans-Pecos 179.
Schwefelkies
Elektrizitätsleitung 34.
Umwandlung aus Markasit 45.
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 34.
Bosnien und Hercegovina, Lagerstätten, z. T. goldhaltig 381.
Schwefelwasser, Nenndorf a. Deister 413.
Schwein, neolith. Fauna, Mitteleuropa 440.
Schweizer Alpen, verglichen mit französischen 254.
(siehe auch Alpen.)
Schweremessungen, Württemberg 46.

Schwerspat
Carrara, im Marmor 176.
Mies, Krist. 24.
Westfalen, Entstehung aus Spaltenwässern 73.
Sedimente, metamorphische, Tessiner Alpen 208.
Sedimenterze, C.-Bl. 1906. 614.
Sedimentgesteine, Kiautschou 370.
Seebecken, volle, durch Hebungen vom Meer getrennt 194.
Seen, Schweden, jährl. Temperaturschwankungen 49.
Segregationsgänge, tertiäre Eruptivgesteine, Skye 66.
Seiser Alp, Buchensteiner Kalk und älterer Melaphyr 1.
Seligmannit, Binnental 32.
Septifer variabilis, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Septopora triangularis, karn. Fusulinenkalk 157.
Serpentin
Struktur und Entstehung 56.
Teulada, Sardinien, im Predazzit 330.
Thetford, Canada, Entstehung des faserigen 170.
Shastites compressus, Subbullatus-Schichten, Amerika 306.
Shonkinit, Highwood Mountains, Montana, Shonkin-Stock 373.
Sibirites Noetlingi, ob. Ceratitenkalk, Amerika 300.
Sibyllites Louderbacki, mittl. Trias, Nevada 300.
Sicilien, Niveauschwankungen bei Acicastello 349.
Sigillaria Brardii, Coal Measures, Staffordshire 459.
— canobiana, Carbon, Canonbie, England 463.
Silikation van Hise, C.-Bl. 1906. 609.
Silikatschmelzen 4 ff.
— und eutektische Mischungen 5.
Silikatschmelzlösungen
Theorie 8.
Mineralbildung und Schmelzpunktserniedrigung 10.
(siehe auch Schmelzen.)
Sillimanit, Chester, Brechungsindices 317.
Sillimanit-Biotit-Schiefer, Enderby-Land, gedredscht 371.
Sills der großen Gruppen, Skye 68.
Silur
Cincinnati-Falte 262.
Haverfordwest-Distrikt, Fossilien d. unteren 138, 140.
Silur
Ohio, Petroleum 387.
Sachsen-Meiningen 410.
Wales, Graptolithenzonen in den Arenig-Schichten 263.
Simplon, Geologie 260.
Simplon-Tunnel, geolog. Voraussicht 93.
Sirenen, Milchmolaren 50.
Sirenites Lawsoni, Subbullatus-Schichten, Amerika 306.
Skapolith, Carrara, im Marmor, 178.
Skolezit, Grönland, Ost-, im Basalt 184.
Skye, tert. Eruptivgesteine 64.
Smithit, Binnental, Kristalle 30.
Sölvsbergit, Highwood Mountains, Montana 374.
Solarium cyclospirum, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Solgeria, Bedeutung des Namens 143.
Sonneratia cereviciana, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Souesit, Fraser, Britisch-Columbia 155.
Spaltbarkeit d. Gesteine 56.
Spalten u. Verwerfungen, Einfluß auf Stromsysteme, Yellowstone Park 188.
Spaltenwässer, Zusammensetzung u. Schwerspatbildung 73.
Sparnacien, Pariser Becken 116.
Sphaeroceras Uhligi, Jura, Bucegi-Stock 121.
Sphärolithporphyr, Kiautschou 366.
Sphaerulites solutus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Sphenopteris communis, Coal Measures, England 458.
Spinell
Biella, Piemont, Kontakt am Syenit 33.
Ober-Brezany, Böhmen, im Gabbro-Diorit 361.
Spiropteris hostimensis, Devon, Etage H, Mittelböhmen 145.
Spitzbergen, Kugelgranit 363.
Spondylus spinosus var. hungarica, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Spongien, verkieselte, Kreide, Margny (Oise) 201.
Spy, Mensch 273.
Squalodontiden, Beziehung zu Ziphiiden 295.
Star Peak Range, Nordamerika, Geologie 96.
Steiner Alpen, Geologie 247.
Steinsalz, plast. Umformung unter Druck 80.

Steinsalz
Mt. Pelée, Kristalle in der Asche 157.
Texas, trans-Pecos 179.
Steinsalzablagerungen, Bildung der Kalksalze 321.
Steinwerkzeuge, Westpreußen, petrogr. Zusammensetzung 202.
Steirische Thermallinie 243.
— Gebirgsbogen, nördl. u. südl. 239.
Stigmaria (? Stigmariopsis) rimosiformis, Kohlenkalk, England 463.
Stilbit u. Substitutionsderivate 337.
Strahlstein, Susa-Tal, im Prasinit der Rocca Bianca 105 ff.
Streblotrypa Niklesi u. striatopora, karn. Fusulinenkalk 140.
Strepsidura? Blanckenhorni, ? Eocän, Kamerun 123.
Streptochetus pulveris, blaue Mergel v. Côte des Basques b. Biarritz 439.
Strombus Choffati = Str. Fortisi von Dombe-Grande 123.
Stromsysteme, Einfluß von Spalten u. Verwerfungen, Yellowstone Park 188.
Stromtäler, alte, Vorpommern und Litorina-Senkung 434.
Strophomena (?) mediocostalis, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 140.
Sturmflut, Silvester 1904, Einfluß auf mecklenb. Küste 196.
Stylolithen, Entstehung 201.
Sudbury-Distrikt, Ni- u. Co-Erz 181.
Sugana-Tal, Geologie 244.
Sulcactaeon viadrinus, ob. Jura, Pommern 102.
Sumatra, Vulkane d. nördlichen 49.
Susa-Tal, Gabbro, in Prasinit umgewandelt, Rocca Bianca 105.
Sustenkörner, Aarmassiv, Intrusivgesteine im Schiefer 62.
Swearinger slates, ob. Trias, Kalifornien 99.
Sycum Tournoueri, blauer Mergel v. Côte des Basques b. Biarritz 439.
Syenit
Biella, Piemont, Mineralien in Drusen 33.
Highwood Mountains, Montana (Leucit-, Nosean-, Sodalit-Syenit, Syenitporphyr) 373.
Wausau, Wisconsin, Analyse verschiedener Arten 220.
Sylvanit, CrippleCreek, Col., Krist. 158.
Syrnola africana, ? Eocän, Kamerun 123.
— (Loxoptyxis) biarritzensis, blaue Mergel von Côte des Basques, Biarritz 439.

Table Mountain Range, Nordamerika, Geologie 96.
Tapes flagellifera u. transerta, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Tardeceras parvum, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 300.
Tatra, Geologie 401.
Tauerngraben 238.
Technische Hochschulen, Unterricht in Mineralogie und Geologie 147.
Tekosphäre 199.
Tektonik
Fortschritte seit Suess 42.
Eggegebirge, präcretaceische Schichtenverschiebungen im Mesozoicum 86.
Westfalen, Dislokationen etc. im jüngsten Jura u. in der Kreide 86.
(siehe auch Alpen.)
Temperaturschwankungen, jährliche, schwed. Seen 49.
Tephrit
Böhmen, Tepler Hochland 355.
—, zwischen Böhm.-Kamnitz und Kreibitz 359.
Tepler Hochland
basaltische Ergußgesteine 355.
trachyt. u. andesit. Ergußgesteine 353.
Terebratula undosa, ob. Jura, Pommern 102.
Tertiär
Yprésien = Cuise-Sande u. Londonton 115.
Aegypten, eocäne Turritelliden 453.
—, Uadi Natrûn 422.
Argentinien, Wirbeltiere 124.
Belgien, unteres 115.
Biarritz, Foraminiferen 311.
— (Côte des Basques), Fossilien des blauen Mergels 439.
Böhmen, Bittersalzmergel 191.
—, Gutwasser im Budweiser Becken 113.
böhm. Mittelgebirge, Kostenblatt-Milleschau 82.
Böhmen u. Mähren, mioc. Quarzite u. Konglomeratblöcke 353.
Bosnien, oligoc. Braunkohlen von Zenica 114.
Brüssel, Transgression 428.
—, verschiedenes 428, 429.
Corbières (Frankreich), unt. u. mittl. Eocän 429.
Dahome, Eocän 117, 430.
England, unteres 115.
Frankreich, Cerithien, Gruppe d. C. tricarinatum 452.

Tertiär
Italien (Emilia), Gehörknochen v. Fischen 297.
—, Eocän d. Terra d'Ottranto 116.
Kamerun, ? Eocän 122.
Löwen (Belgien), Obereocän 430.
Loire-Becken, Pelecipoden 454.
Mainzer Becken, Grorother Mühle 113.
—, Ostracoden 138.
—, Säugetiere d. Oligocän u. Miocän 131.
Niederschlesien, petrogr. Entwicklung d. Miocän 430.
Nordamerika, Rhinoceroten-Arten, Miocän 133.
Ostalpen 234.
Pariser Becken, Paläocän u. Eocän 115.
—, Sande von Auteuil 115.
—, Sparnacien 116.
—, unt. Eocän 115.
Piemont, Foraminiferen d. Miocän 308.
—, Hirschgeweihe im Pliocän 132.
Quercy, Adapis parisiensis, Gehirn im Eocän 100.
Sachsen-Meiningen 412.
Samos, Rhinocerotiden 450.
Schweiz, Säugetiere d. Eocän (Palaeotherium, Propalaeotherium, Plagiolophus, Lophiotherium, Anchilophus u. Pachynolophus) 282.
Sicilien, Lepidocyclinen d. Eocän 455, 456.
Skye, Eruptivgesteine 64.
Steinheimer Becken, Ostracoden 138.
Südbayern, Faziesentwicklung der Oligocänmolasse, C.-Bl. 1906. 576.
Südzentral-Montana 423.
Tessiner Alpen, Granit 208.
Texas u. Louisiana, Erdölgebiet der Gulf Coastal Plain 383.
Thenay, Eolithen im Oligocän 269.
Uadi Natrûn, Aegypten 422.
Testudo exornata, Oligocän, Canada 137.
Teutoburger Wald
Geologie zw. Borgholzhausen und Hilter 417.
Geologie bei Iburg 419.
Muschelkalkgerölle im Serpulit 86.
unteres Angoumien in der Osning-Bergkette 102.
Texas, Oelfelder 383.
Textivenus Hupfeldi, ? Eocän, Dahome 117.
Thamniscus poritidus, sevillensis u. tenuiramus, karn. Fusulinenkalk 150.
Thanetien, Pariser Becken 116.
Thermalwirkung, postvulkanische, Skye 65.
Thomsonit
u. Substitutionsderivate 337.
Grönland, Ost-, im Basalt 183.
Table Mount b. Golden, Col., Rolle des Wassers 338.
Thorn-Eberswalder Haupttal, Beziehungen zur balt. Endmoräne 435.
Thracia wuriana, ? Eocän, Kamerun 123.
Thüringen, siehe Quartär, Trias, Mansfeld etc.
Tiefseeabsätze, Alpen, geolog. Bedeutung 86.
Tiefseeton, oligocäner, Südbayern, C.-Bl. 1906. 576.
Tigererz, Schwarzer Berg b. Türnitz, Niederösterreich 174.
Tinguaitporphyr, Highwood Mountains, Montana 373.
Tirol
Dolomite, Entstehung 206.
— d. südl. 246.
Geologie d. südl. 1.
Tirolites pacificus, mittl. Trias, Inyo Range 305.
Titanit, Biella, Piemont, im Syenit 37.
Talbildung durch Gletschererosion, C.-Bl. 1906. 380.
Ton und Tonschiefer, Amerika, Zusammensetzung u. Dynamometamorphose 215.
Tonschiefer, siehe auch Dachschiefer.
Tonalit, Adamello, Geologie 237.
Torcula bicorrolata u. sulcatocarinata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Torfschwein, neolith. Fauna, bes. am Mittelrhein 440.
Tornquistites evolutus, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 300.
Trachyceras, Trias, Amerika 305.
Trachyt
Böhmen, Tepler Hochland 353.
—, zwischen Böhm.-Kamnitz und Kreibitz 357.
Hawaii-Insel, Hualalai-Berg, und Trachytobsidian 221.
Skye, Lava und Tuff 65.
Trachyt-Andesit, Highwood Mountains, Montana 374.
Transgression im Tertiär, Brüssel 428.
Transgressionen, Westfalen, im jüngsten Jura und in der Kreide 86.
Traskites robustus, Trias, Amerika 306.
Travertin, siehe Tuff- u. Kalktufflager.
Trechmannit, Binnental, Krist. 30.

Trematis multistriata, Untersilur, Haverfordwest-District 140.
Triarthrus Beckii und jemtlandicus, Jemtland 298.
Trias
Amerika, Cephalopoden 298.
Nordamerika, marine Trias im westlichen 98.
Oberschlesien, Erzlagerstätten im Muschelkalk 74.
Ostalpen 233.
Sachsen-Meiningen 411.
Teutoburger Wald 418.
Thüringen 230.
—, Langensalza etc., C.-Bl. 1906. 581.
Triceratops, montiertes Skelett 136.
Trichiten, fließend-kristallinische 151.
Tridymit
und Quarz, Umwandlung 45.
Montagne Pelée, in den vulk. Gesteinen 160.
Trigonarca Szaboi, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Trigonia Hauchecorni, ob. Jura, Pommern 102.
— spinuloso-costata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Trilobiten
Phacopidae, Klassifikation 139.
Obercambrium, Schantung 139.
Untersilur, Haverfordwest-District, England 138.
Trinity Mountains, Nordamerika, Geologie 96.
Trochus coelotropis, ob. Jura, Pommern 102.
Tropiceltites Frechi, Subbullatus-Schichten, Kalifornien 300.
Tsingtau, Gesteine 364.
Tsingtauit, Kiautschou 366.
Tuff, vulkanischer, Böhmen, zwischen Böhm.-Kamnitz u. Kreibitz 359.
Tuffe
basaltische u. Basalte, schwäb. Alb, 205.
vulkanische, Ries 203.
Tufflager, pleistocänes, Schwarze Laaber b. Regensburg, Conchylien 431.
(siehe auch Kalktuff.)
Tundra, nordamerik., Eisdecken (Crystophenes) 190.
Turbo (? Collonia) Lenzi, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Turmalin, Biella, Piemont, Drusen im Syenit 39.
Turon, Braunschweig 428.
Turricula monilifera, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Turrispira fallax, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Turritella Eschi, ? Eocän, Kamerun 123.
— interposita, szeremensis u. Telegdiana, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Turritellen, Eocän, Aegypten 453.
Tychit, Borax Lake, Kalifornien, Darstellung u. Beziehung zu Northupit 162.
Uadi Natrun und Faregh, Aegypten, Geologie 422.
Ueberfaltungsdecken
Glarus 392.
westl. d. Urner Sees, Fortsetzung 394.
Ueberfaltungstheorie, Alpen 86.
Ulodendron (?) hostimense, Devon, Etage H, Mittelböhmen 146.
Umwandlung versch. polym. Mineralien ineinander, erkannt an Elektrizitätsleitung 45.
Ungarn
Kupferkiese, Kristallform 323.
Borszékfürdö und Gyergyóbelbór, Geologie 94.
Kodru-Gebirge, Geologie 94.
Universitäten, Unterricht in Mineralogie und Geologie 148.
Unterricht in Mineralogie u. Geologie an techn. Hochschulen 147.
Upsala, Erdbeben, 23. Okt. 1904. 188.
Ural, Eisenerzlagerstätten 223.
Urner See, Ueberfaltungsdecken 395.
Usambara, Ost-, geolog.-agronomische Untersuchung bei Amani 421.
Ussuria compressa und Waageni, Meekoceras beds, Idaho 302.
Vaginulina recta var. tyrrhena, Italien 308.
Val Sugana, Geologie 244.
Valentinit, Procchio (Elba) 158.
Vanadinbleierz, Gsenger b. Annaberg, Niederösterreich 174.
Varians-Pläner, Braunschweig 428.
Variscit, Regens b. Iglau, m. Graphit 173.
Venerupis (?) camminensis, ob. Jura, Pommern 102.
Venezianische Faltungszone 243.
Venus (Textivenus) Hupfeldi, ? Eocän, Dahome 117, 430.
Verkittung, van Hise, C.-Bl. 1906. 609.
Verkittungsgürtel, van Hise, C.-Bl. 1906. 607.
Vermetus (? Vermiculus) tricarinatus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.

Vermiculus (?) tricarinatus, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Vernagtferner, Aenderung der Geschwindigkeit 190.
Veronesisch-vicentin. Mittelgebirge 244.
Verschweißung, VAN HISE, C.-Bl. 1906. 609.
Verwerfungen und Spalten, Einfluß auf Stromsysteme, Yellowstone Park 188.
Verwitterung, VAN HISE, C.-Bl. 1906. 606.
Vicentinisch-verones. Mittelgebirge 244.
Victoria Nyanza, durch Hebung vom Meer getrenntes Seebecken 195.
Viskosität u. Schmelzpunkt in Silikatschmelzen 5.
Vitriolblei, siehe Anglesit.
Vitriolletten, Oberschlesien, i. Muschelkalk 75.
Vogelsberg
Bahn Grebenhain—Gedern 59.
Geolog. Führer, C.-Bl. 1906. 121.
Volterra, Bergschlipfe 349.
Voluta exornata und occulte-plicata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Volutilithes fanivelonensis, Senon, Fanivelona, Ostküste von Madagaskar 113.
— occulte-plicata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Volutocorbis exornata, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 268.
Vulkanausbrüche, Mittelamerika, 1902 und 1903, C.-Bl. 1906. 243.
Vulkane
Olot, Katalonien 50.
Sumatra, nördl. 49.
Vulkangebiete Mittelamerikas, C.-Bl. 1906, 243.
Vulkanische Gesteine, Skye, tertiäre 64. (siehe auch Eruptivgesteine.)
Vulkanische Tuffe und Auswürflinge, Ries 203.
Vulkanismus, Kerguelen 352.
Wärmezunahme im Bohrloch Neuffen 47, 48.
Wale, phylogenet. Entwicklung des Gebisses 294.
Wasser
Rolle in den Zeolithen und deren Konstitution 337.
in Spalten, Westfalen, Zusammensetzung u. Schwerspatbildung 73.
Schweden, Fluß- u. Quell- 351.
Wawellit, Regens b. Iglau, mit Graphit 173.
Wealden, Nenndorf a. Deister 413.
Weiche, scheinbar lebende Kristalle 151.
Weißerdelager, Aue etc., Entstehung 202.
Weltentod nach J. PLASSMANN, C.-Bl. 1906. 51.
Westfalen
Kreide 105.
Spaltenwässer, Zusammensetzung u. Beziehung zu Schwerspatbildung 73.
Westpreußen
Bodenanalysen, Diskussion 202.
Steinwaffen, petrogr. Zusammensetzung 202.
Whitella (?) inutilis, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 307.
Wieliczka, Salzwerke 405.
Windwirkungen, Antarktis etc. 352.
Wirbeltiere
American Museum of Natural history 442.
Argentinien 124.
Madagaskar 443.
Wismut, Diamagnetismus 154.
Wittichenit, Dognacska = Dognacskait 15.
Wolframate von Sr, Ba u. Ca, Krist. 344.
Wolframit
Boulder Co., Cal., Krist. 157.
Queensland, nördl. 26.
Wollastonit, Biella, Piemont, Drusen im Syenit 36.
Württemberg
Erdbeben 1901—1904. 187.
geol. Uebersichtskarte 84.
Schweremessungen 46.
Xenaspis Marcoui, Meekoceras beds, Amerika 303.
Xenodiscus Bittneri, mittl. Trias, Inyo Range 304.
Xenolithische Struktur, tert. Eruptivgesteine, Skye 65.
Xenophyophoren, foss. Erhaltung 456.
Yellowstone Park, Einfluß d. Spalten u. Verwerfungen auf Flußsysteme 188.
Yprésien = Cuisien und London-Ton 115.
Zechstein, Sachsen-Meiningen 411.
Zeilleria avellana, ob. Jura, Pommern 102.
Zementfabrikation, Ohio etc. 72.
Zeolithe, basische Substitutionen 336.

Zeolithe
Rolle des Wassers 337.
Biella, Piemont, Drusen im Syenit 41.
Grönland, östl., im Basalt 182.
Zeophyllit, Radzein, böhm. Mittelgebirge 18.
(vergl. C.-Bl. 1906. 80.)
Zeosphäre 200.
Zinkblende
Binnenthal, Krist. 31.
Nordamerika (Illinois, Wisconsin u. Kentucky) 180.
Sardinien, spektrosk. Untersuchung 321.
Zinnstein, Elektrizitätsleitung 29.
Zinnstein
Nordamerika 160.
Queensland, nördl. 27.
Transvaal, Buschveld-Vorkommen 228.
Ziphiiden, Beziehung zu Squalodonten 295.
Ziziphinus Schafhäutli, Hypersenon, Peterwardeiner Gebirge 267.
Zoisit, Susa-Tal, im Prasinit d. Rocca Bianca 105 ff.
Zwillingsbildung fließend-weicher Kristalle 151.
Zwillingsgesetz von Haüy 148.
Zygospira Hicksi, Untersilur, Haverfordwest-Distrikt 140.

Geologische Beiträge aus Südtirol.

Von

E. Koken in Tübingen.

Mit Taf. I—III und 1 Textfigur.

Das Interesse der Geologen wendet sich neuerdings wieder lebhaft einer Gegend zu, welche vielleicht am meisten von allen alpinen Gebieten durchwandert und durchforscht ist. Die alten Probleme sind noch nicht gelöst und schon erheben sich neue, wichtige Fragen. In den folgenden Zeilen habe ich einige, in den letzten Jahren gesammelte Beobachtungen zusammengestellt, welche zeigen, daß es auch dort noch zu sichten gilt, wo man kaum noch Unklarheiten vermutet. Ich gebe die Beiträge in zwangloser Folge und stelle die Erörterungen über den tektonischen Aufbau vorläufig zurück.

I. Buchensteiner Kalk und älterer Melaphyr der Seiser Alp.

Die Buchensteiner Kalke sind bei Ratzes im Frötschbach in ausgezeichneter Weise erschlossen und jedem Geologen, der sich mit dieser Gegend beschäftigt hat, bekannt. Hier ist nur zu nennen, was Mojsisovics schon vollauf würdigte, die Einschaltung von dicken drusigen Kalkbänken, die sich petrographisch von Mendelkalk kaum unterscheiden. Das Profil ist, zusammengezogen:

Plattige Kalke.
Mächtige kalkig-dolomitische, drusige Bänke.
Grünliche Knollenkalke, sehr mächtig.
Hornstein-(Bänder-)Kalke.

Mendelkalk bezw. Dolomit.

Gegen die Santnerspitze hin laufen Mendelkalk und Buchensteiner Kalk zu einer Masse zusammen, indem die dolomitische Entwicklung in letzterem überhandnimmt, aber an mehreren Stellen, wenn man den Sockel des Berges gegen Völs hin umwandert, treten Reste von Buchensteiner Kalken auf. Sie sind peripherische Gebilde, welche dem Kern des Bergstockes zu kompakteren Kalkmassen weichen.

Ein Teil des am Puflatsch so hoch aufsteigenden Melaphyrs kam in der Gegend des jetzigen Frötschbachtals zum Ausbruch.

Den steilen Kontakt mit den Buchensteiner Schichten kann man rechts unb links des Tales beobachten. Auf der linken Seite sieht man in einem vom Schlern kommenden Bache die von der Lava aufgeschürften und verkieselten Buchensteiner Schichten abstoßen an dem Melaphyr, der auch seinerseits stark verändert und von Pyrit imprägniert ist. Es ist die Zersetzung des Schwefelkieses, welche noch weit oben, wo der Melaphyr sich schon an Dolomit lehnt, dem zermürbten Gestein eine hellbraune Farbe verleiht und die Quellwässer beeinflußt.

Auf der rechten Seite ist der Kontakt in ganz ähnlicher Weise zu beobachten. In einem Bachrisse hat man eine Zeit lang Melaphyr auf der einen, Buchensteiner Kalk auf der andern Seite. Weiter oben wird die Berührung eine sehr innige. Größere Stücke des dünnschichtigen Kalks sind im Melaphyr eingeschlossen, der in Säulen abgesondert ist; dicht daneben stehen Reibungsbreccien. Die Kalke sind z. T. marmorisiert und mit glänzenden, gelben Granaten von geringer Größe, aber scharfen Formen (∞O) durchsetzt. An beiden Stellen liegt der Melaphyr nicht als Strom über dem Buchensteiner Kalk, sondern er hat ihn durchbrochen[1], dann auch nach W. sich darüber ausgebreitet.

[1] Broili spricht in seiner kurzen stratigraphischen Übersicht über die Gegend von Ratzes (Fauna der Pachycardientuffe. Palaeontogr. 1903.

Durch mächtige Melaphyrmassen steigt der Weg zur Prosliner Schweige auf, dann kommt man an dem vom Lafreider herabstürzenden Bächlein nochmals an Schollen von Buchensteiner Kalk, welche im Melaphyr schwimmen und stark injiziert sind (Taf. II Fig. 2). Schon vorher fallen Kalkbrocken im Melaphyr auf, die ihm Ähnlichkeit mit schwäbischen Albtuffen verleihen. Es mag betont werden, daß es sich um echten Buchensteiner Kalk, nicht um Wengener Schichten handelt; die Schollen sind also um ca. 200 m vertikal aufwärts befördert.

An der gegenüberliegenden Talwand, am Schlerngehänge, steckt eine gewaltige Scholle im Melaphyr, etwa 80 m unterhalb des Touristensteigs. Auch sie ist ein mitgerissenes und um ca. 300 m gehobenes Stück des unten im Tal liegenden Buchensteiner Kalks.

Es ist wahrscheinlich, daß der Melaphyr des Puflatsch auf mehrere Eruptionspunkte zu beziehen ist; die soeben kurz besprochenen Umstände lassen aber annehmen, daß eine dieser Stellen oberhalb Ratzes liegt.

Es ist ferner ersichtlich, daß der Melaphyr bei seinem Aufdringen sich an einer vorhandenen Wand gestaut hat, welche höher aufragte als der Buchensteiner Kalk. Bei 1700 m stellen sich am Schlern die dem Melaphyr aufgelagerten Wengener Kieselkalke ein. Dies wäre das Minimum der Höhe des damaligen Stockes; es ist aber auch diese Wengener Serie einem älteren Dolomitkern nur angelagert, wie die abgestürzten Blöcke (Taf. II u. III) erkennen lassen, und erst mit ca. 1800 beginnen die vom Dolomitstock aus nach N. ausgestreckten und in die Tuffe und tonigen Sedimente eingreifenden Kalk- und Dolomitbänke.

Das Verhalten des Melaphyrs liefert den Beweis für die Präexistenz eines alten Riffkörpers oder Kalkstockes.

Nach v. Richthofen's Auffassung sollte der Melaphyr von der Cipit-Alpe aus in den Schlerndolomit fortsetzen, ebenso wie die Wengen-Cassianer Schichten, welche über ihm eine kleine Terasse bilden. In einigen der weiter westlich herabkommenden, steilen Bachrinnen kann man aber das Abstoßen

p. 147) ausdrücklich davon, daß der Melaphyr „ohne irgendwelche sichtbare Anzeichen einer Kontaktmetamorphose" auf den Buchensteiner Schichten lagere.

des Melaphyrs am eigentlichen Schlernstock deutlich beobachten und Mojsisovics hat dieses Verhalten in seiner Bedeutung für das Problem des Schlerns scharfsinnig gewürdigt.

In einer Beziehung ist allerdings die Auffassung von Mojsisovics zu modifizieren. Die Mächtigkeit des Gesteins im Frötschbachtal und die mannigfaltige Differenzierung in einzelne Ströme (eigentliche Tuffe treten nicht auf, nur vulkanische Reibungsbreccien), veranlaßten ihn zu der Annahme, daß seine Bildung noch weit in die Zeit der Wengener Schichten hineinrage, während die Augitporphyrtafel des Puflatsch und des Pitzberges früher erstarrte. Er sucht hier den Übergang zu den Verhältnissen weiter im Süden resp. Südosten der Fassa-Grödener Tafelmasse.

Die ganze Eruptivbildung ist aber auch hier in sich geschlossen und durch Auflagerung der Wengener Schichten abgegrenzt. Dieselben Kieselkalke, welche am Spitzbühel den Erkaltungsrissen des Gesteins eingelagert sind, haften der Oberfläche des Melaphyrs hoch am Schlerngehänge an (Taf. I Fig. 1).

Eine Zerlegung durch eingeschaltete dünne Sedimente ist nirgends vorhanden. Was Mojsisovics „von einem Standpunkte auf dem rechten Bachufer aus auf der linken Talseite“ zu erkennen glaubte und als solche deutete, ist wohl jene große, emporgerissene Scholle Buchensteiner Kalke, die ich vorhin erwähnte. Die Tatsache, daß wir uns hier im Gebiet der Eruption des Melaphyrs befinden, ist genügende Erklärung für die große vertikale Mächtigkeit.

Mit dem Erguß des Melaphyrs war ein bewegtes Oberflächenrelief entstanden. Die Höhenlage zeigt beträchtliche Unterschiede, grobsäulenförmige und kuglige Absonderung und Kontraktionsrisse zerteilen die Fläche.

Der feine Schlamm der ältesten Wengener Niederschläge zieht sich tief in die Spalten, so daß seine erhärteten kieseligen Partien im frischen Anbruch Einschlüssen im Melaphyr gleichen; er umhüllt die großen, aus der Oberfläche aufragenden Halbkugeln des Erstarrungsgesteins und bildet schalenförmig gebaute kleine Dome (Fig. 1); er gleicht die Unregelmäßigkeiten der Decke allmählich aus, so daß die

höheren Halobienschichten ganz gleichförmige Lagen bilden können.

Der ältere Melaphyr verhält sich an der Westseite der Seiser Alp tektonisch wie eine Schicht und hat mit den Mendel- und Buchensteiner Kalken im Liegenden, der Wengen-Cassianer Serie im Hangenden spätere Bewegungen mitgemacht, es ist aber auch gerade im Gebiete des Cipit- und des Frombachs unzweifelhaft, daß seine Oberfläche ursprüngliche Ungleichheiten besaß, so daß von vornherein die Wengener Schichten, die ihn überkleiden, ein verschiedenes Niveau erhielten.

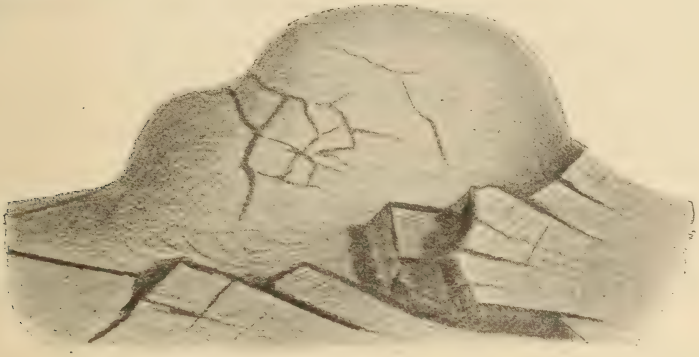


Fig. 1. Kugelig abgesonderter Melaphyr, umhüllt von schaligen Wengener Schichten. Links des Wegs zur Selaus-Alp.

Das sieht man deutlich beim Aufstieg vom Frombach zum Spitzbühel. Die Wengener Schichten im Kontakt mit dem Melaphyr trifft man dicht am Wege von der Voralp, dann wieder in geringer Höhe über dem Bache und auf dem ganzen Buckel bis zu den oberen Sennhütten hin.

Am Cipit- oder Tschapitbach ist ihr Niveau ziemlich genau auf 1730 m zu bestimmen, 150 m tiefer als am Runker im N. und fast absolut übereinstimmend mit dem Profil am Touristensteig, auf das man trifft, wenn man etwas vor der Höhenmarke 1691 der Karte den Weg verläßt, und an der unbewachsenen Halde in die Höhe klettert.

Nach oben geht der Kieselkalk in sehr regelmäßige Plattenkalke über, genau wie unterhalb Selausalpe.

Die obere Fortsetzung des Profils ist hier von Schutt

bedeckt, jedoch trifft man im Verfolg des Touristensteigs bald einen ausgezeichneten Aufschluß.

Profil im Bachriss unter dem „Gamsensteig".

(Beginnend bei Zahl 1741 der vom Alpenverein herausgegebenen Karte 1 : 25 000.)

q) Derbe, aber geschichtete Dolomite von bedeutender Mächtigkeit.
p) 10 m. Bankige Dolomite, mit einzelnen dünneren Platten.
o) 8 „ Dunkle, oft verbogene Platten im Wechsel mit drusigem Dolomit.
n) 0,80 „ Konglomerat aus Kalk mit Crinoiden.
m) 0,80 „ Dunkle Schiefer, mit Pflanzenresten. Pyrit.
l) 8 „ Dickere, oft konglomeratische Kalke, dolomitisch. Fossilien.
k) 10 „ Kalke, dunkle Schiefer, grüne Tuffe wechsellagernd. Fossilien der Cassianer Fauna.
i) 0,10 „ Tuff.
h) 1 „ Dunkler, splitteriger Kalk.
g) 0,10 „ Tuff.
f) 0,50 „ Braune, rauhe Platte.
e) 8—10 m. Dunkle, rauhe Platten, mit Calcitschnüren.
d) 1 m. Rauhe, gelbbraune, dolomitische Platten.
c) 5 „ Kalk.
b) 1—1,5 m. Grüner Tuff, von helleren Schnüren durchzogen.
a) 10 m. Kalkplatten und dunkle harte Schiefer. Pflanzenspuren und Cidaritenstacheln.

Heller Kalk bezw. Dolomit und Schiefer mit dünneren Platten toniger Kalke ringen hier um die Herrschaft. Über den zu oberst notierten derben Dolomiten erheben sich die weißen Abhänge des eigentlichen Schlernaufsatzes; dort, wo der Weg den Bach quert, ist Cassianer Niveau. Die Wengener Schichten stehen etwas tiefer an.

Daß die Cassianer Schichten nicht unter dem Schlerndolomit durchstreichen, ist bekannt; es zeigt sich in den Profilen der tief eingeschnittenen Schlernklamm und des großartigen Schlerngrabens. Der Dolomit wächst als einheitliche Masse empor, direkt auf dem Mendelkalk, wenn man will direkt auf den Werfener Schichten aufruhend. Die Existenz dieses Riffes ist auch nicht ohne Einfluß auf die Schichten der anderen Seite. Breccien und Konglomerate umschließen abgerissene Stücke von Schlernkalk. Große Blöcke, die herabstürzten, haben die noch nachgiebigen Schichten (c) deutlich verbogen. (Vergl. Taf. II u. III.)

Der Melaphyr ist kein intrusives Gestein, sondern eine Decke, über welche sich Wengener Schichten gelegt haben. Die Buchensteiner Kalke sind von ihm aufgeschürft. Es war aber auch schon eine über das Niveau der Buchensteiner Kalke aufragende Dolomit- oder Kalkmasse vorhanden, an welcher der Melaphyr sich staute, und zwar mindestens von 400 m Mächtigkeit, wenn wir die Tatsachen, daß der Melaphyr nicht in das Innere des Schlerns eindringt und daß in 1700 m Höhe ihm die Wengener Schichten auflagern, kombinieren.

Welches Alter ist diesem Teil des Schlernmassivs zuzuschreiben? Die Bestimmung als Wengener Dolomit liegt am nächsten, aber dann muß nicht nur, wie das auch geschieht, der Erguß des Melaphyrs in diese Zeit gestellt werden — eine Eruptivdecke kann sich rasch gebildet haben —, sondern es muß die Wengener Zeit noch um jenen beträchtlichen Zeitraum vermehrt werden, den die Bildung des mächtigen Dolomitsockels erforderte. Erst nachdem beginnt der Absatz der Kieselkalke und der *Lommeli*-Schiefer. Und doch sehen wir die letzteren an manchen Orten unmittelbar den Buchensteiner Schichten konkordant aufgelagert, ohne daß sie eine besonders mächtige Entwicklung erlangten.

Oder es liegt ein ähnliches Verhältnis zwischen Buchensteiner Kalk und diesem Dolomitsockel vor, wie zwischen Wengen-Cassianer Schichten und den höheren Etagen der Dolomitberge. Daß die Dolomitentwicklung in die Buchensteiner Sedimente eingreift, sehen wir am Schlern und an anderen Stellen Südtirols, und ebenso deutlich ist es, daß die Platten gegen das Innere der großen Kerne verschwinden.

Hieraus würde sich erklären, daß manche Fundorte aus den Dolomiten einen älteren faunistischen Habitus erkennen ließen, d. h. an Muschelkalk erinnern[1]. Die Altersbestimmung der Dolomite wird leider hierdurch wiederum erschwert, in anderer Beziehung aber die Auffassung erleichtert.

Mit Beginn der vulkanischen Ausbrüche, deren erste durch die Pietra verde angezeigt werden, stockte die Tätig-

[1] Ähnliche Altersunterschiede weisen die Fundstellen im Esinokalk auf. Die Cunca di Lierna mit ihren Arpaditen gehört jedenfalls in ein weit tieferes Niveau als der Piz di Cainallo mit starkem Raibler Einschlag in die Fauna.

keit der Organismen, auf welche die Ausbildung der Dolomite zurückzuführen ist, im Osten der großen Kalktafel, die jetzt z. T. durch Erosion entfernt ist, deren Ausdehnung aber von der Mendel bis zum Latemar-Rosengarten-Schlern rekonstruiert werden muß. Im westlichen Gebiete ward andauernd Kalk angehäuft, sei es durch Algen, sei es durch Korallen, im Osten nur dort, wo die vulkanischen Ausbrüche es zuließen.

II. Der Melaphyr des Durongebiets.

Im Anfange des Tals, wo der vom Tierser Alpl kommende Bach die Grenze zwischen den weißen Kalken des Molignon (der „Alpenplatten") und den dunklen Laven des „Auf der Schneid" genannten Höhenzuges verfolgt, treten Melaphyrlaven in Verbindung mit dem Molignonkalke. An mehreren Stellen sieht man Breccien und kalkige Trümmergesteine, die wie geschichtete Ausläufer des Kalkstockes sich über die tiefsten Laven legen.

Daß es sich nicht um subterrane Intrusion handelt, sondern um Ausbrüche unter Wasser, geht aus mehreren Tatsachen hervor. Die kompakte Lava löst sich wenige Schritte von der Kalkgrenze entfernt in Blockmassen auf; die einzelnen Blöcke sind sphäroidal, äußerlich verglast und mit fluidalen Marken auf der Oberfläche versehen. Die massig erstarrte Lava dieser Gegend ist bald dicht, bald mandelsteinartig, aber niemals vom Habitus dieser offenbar sehr rasch erstarrten Blöcke, die sich in kurzen Strömen zusammengepackt finden.

Unmittelbar über den Ausbruchsgesteinen, auch mit ihnen wechsellagernd, stellen sich geschichtete Tuffe ein, in denen neben Bruchstücken von Melaphyrschlacken und Kalkbrocken zahlreiche Fossilien liegen. Außer den nichtssagenden Stacheln von Cidariten, den Crinoidenstücken und Kalkschwämmen konnte ich *Pachypoma calcar* und andere Gastropoden der echten Cassianer Fauna bestimmen. Dieses Alter kommt also auch der Melaphyr-Eruption zu.

Es ist aus der submarinen Entstehung erklärlich, daß Breccien und zertrümmerte Kalke in ähnlicher Weise horizontal ausgebreitet sind, wie die Laven und Tuffe. So haben sich im mittelbaren Gefolge der Ausbrüche jene mit erup-

tivem Material gefüllten lockeren Kalke gebildet, die auch an den Roßzähnen beobachtet werden, im wesentlichen ein schnell verfestigter Dolomitgrus mit Fragmenten von jetzt zersetztem Melaphyr und Tuff, meist von weißgrünlicher Farbe.

Außerdem sind hier wie an anderen Stellen große und kleine Blöcke vom benachbarten Riff herabgeführt, durch Erschütterungen gelockerte Kalke und Dolomite, in deren Fugen und Klüfte sich der tuffartige Schlamm hineinzog und die umsponnen wurden von den Organismen des Meeres. Die „Cipitkalke" bestehen also hier oft aus einer Kruste von Korallen, Muschelresten, Tuff und Kalkbrocken und aus einem einheitlichen Kern von Molignonkalk.

Man kann nun feststellen, daß der Melaphyr, der im allgemeinen den Rand des Kalkmassivs begleitet, an einer Stelle dieses durchbricht. Der Bach hat hier seinen Weg durch den kleinen, in die Tuffe der Seiser Alp eindringenden Kalksporn gelegt und dabei den Melaphyr ganz deutlich entblößt. Der Zusammenhang dieses Gesteins mit dem etwas weiter oben im Bache anstehenden Melaphyr ist Schritt für Schritt zu verfolgen.

Der Kalksockel des Molignon ist uns zum großen Teil verborgen. Wenn wir die Fläche der gegen NO. abfallenden „Alpenplatten" auch nur 100 m unter die dunklen Gesteine der Seiser Alp uns fortgesetzt denken, wird es wahrscheinlich, daß auch die weiter oben im Bache angetroffenen Melaphyrmassen diese Kalke durchsetzen.

Eine Intrusion von Augit-Porphyrit in den Komplex der Cassianer Schichten kann nicht angenommen werden. Es handelt sich nicht um „dyke-and-sill"Struktur, sondern die aus der Spalte austretende Masse geht deutlich in ein seitlich ausgebreitetes Lager und in Tuffe über, welche Cassianer Versteinerungen führen. Das Eruptivgestein ist damit als jungladinisch bestimmt, der durchbrochene Dolomit resp. Kalk ist von entsprechend höherem Alter.

In der nächsten Nähe sind jene Profile an der Rodella, denen Frau Ogilvie-Gordon so große Beweiskraft für ihre Ansichten zuschreibt.

Das gewaltige Ausbruchsgebiet zwischen Langkofel und Fassatal zeigt Sedimente und Eruptivmaterial in allen Zu-

ständen gegenseitiger Durchdringung. Große Schollen sind bewegt und verschoben, in Bruchstücke zertrümmert, die Fragmente von Eruptivmaterial umhüllt und injiziert. Eruptivbreccien größten Maßstabes sind hier gebildet; daß beim Aufsteigen der magmatischen Schmelze auch typische Intrusionen vorkamen, will ich nicht in Abrede stellen, aber die Vorgänge kulminieren in Eruptionen, deren Aufschüttungsprodukte in den Tuffen der Rodella uns vor Augen liegen.

Das Bestreben, diese Vorgänge in die Tertiärzeit zu versetzen, ist von der Voraussetzung beeinflußt, daß es sich um ein Netzwerk von Dislokationen handle, deren Entstehung mit der Anlage der Brüche Judicariens etc. zusammenfalle. Die Frage, ob im Tertiär Torsionsbewegungen einsetzten oder nicht, kann zunächst als eine nebensächliche ausgeschaltet werden. Lassen sich die Eruptivgebilde auf paläontologischem Wege als triassisch bestimmen, so sind es auch die Spalten und Diatreme, in denen sie stecken. Dieser Beweis läßt sich im oberen Durontal führen. Nach der Sachlage erscheint es aber auch als höchst wahrscheinlich, daß die so buntscheckige Zertrümmerung der Trias ein Werk der vulkanischen Vorgänge ist.

Die von Frau Ogilvie selbst beobachtete Verknüpfung fossilführender Cassianer Sedimente mit Laven auf der Ostseite der Punta Vallacia gestattet die unmittelbare Übertragung der hier entwickelten Anschauung auch auf den Fassaner Eruptionsherd. Der Viezena-Gipfel ist die einzige Stelle, die mir Cassianer Versteinerungen im Dolomit geliefert hat[1]; Forno, Latemar sind älter. Der Höhepunkt der Eruptionen fällt hier in die Cassianer Zeit.

Ich habe nicht die Absicht, die Tektonik des Gebiets eingehend zu besprechen, was nur an der Hand einer Karte Zweck hätte. Nur sei darauf hingewiesen, daß wenigstens im Gebiete des Schlerns keine der bekannten, jüngeren Dislokationen eine Beziehung zu den eruptiven Ausbrüchen verrät.

Die Absenkung des Schlerns von der Rosengartentafel erreicht auf kurze Entfernung einen bedeutenden Betrag,

[1] *Eucycloscala spinulosa* Lbe., *Gonodon*. Ich erhielt sie durch die Freundlichkeit Herrn Romberg's.

führt aber nicht zu einer Zerreißung, auch nicht zwischen Roterdspitz und der Grasleiten, wo das Auftreten des schmalen Melaphyrzuges den Gedanken an eine Spaltenintrusion nahelegte.

Die Rosengartengruppe hat einen trotz zahlreicher Sprünge im großen periklinalen Schichtenfall, dessen Scheitelpunkt etwa in der Rosengartenspitze angesetzt werden kann. Die Schichten senken sich gegen NW., wo der Mendelkalk in ca. 1500 m das Tschamintal quert, während er westlich der Vajolettürme in 2300 m liegt, nach N., wie der Abfall gegen das Tschamintal zeigt, nach NO., wo die Alpenplatten und Molignon unter den Eruptivtuffen der Seiser Alp verschwinden und nach O. gegen das Fassatal.

Diesem Kuppelbau, dem auch die Talgliederung in manchen Punkten folgt, liegt die gesenkte Tafel des Schlern als starre Masse im NW. vor, dagegen sind Roterdspitze, Platten und Roßzähne diesem Schichtenfall tributär. Die Raibler Schichten des Schlernplateaus heben sich östlich eines Querbruchs im Streichen der Schlern-Alpe bis zur Roterdspitze wieder beträchtlich und gleichzeitig erhält die tafelförmige Lagerung eine ausgesprochene Neigung gegen die Seiser Alp. Hier kann man mit Berechtigung von Torsion sprechen und gut lassen sich die Sprünge, welche das Schlernplateau in der Länge und Quere durchsetzen, als Folgen der Torsion erklären. Es ist auch begreiflich, daß die dünnere Kalkplatte der Roßzähne, deren Unterbau lockere Tuffe und Cassianer Schichten sind, der Bewegung leichter nachgab, als der massiv gefügte Klotz des Schlerns, und daß die Biegung dort allmählich ausklingt, wo die Einschaltung der Melaphyre sich verliert.

Aber der Melaphyr des Tierser Alpls ist keine tertiäre Intrusion, die in der Tertiärzeit entstandenen Klüften folgte, sondern ein Glied der triadischen Gesteinsfolge, jünger als der Molignonkalk, älter als die dolomitische Krönung der Roßzähne[1].

[1] Die Angabe, das Alter dieses Melaphyrs sei durch Buchensteiner Kalk im Liegenden, Wengener Schichten im Hangenden fixiert, ist zu berichtigen. Er gehört der Cassianer Stufe an, wie aus den Profilen im oberen Durontal hervorgeht. Ein Zusammenhang mit dem Schlern-Melaphyr besteht nicht. Dessen Eruptionsstelle scheint im Schlern selbst zu liegen.

Nicht die Krustenbewegungen der tertiären Zeit, welche in Torsionssprüngen sich Luft machten, sind die Ursache der Eruptionen gewesen oder sind ihnen zeitlich vorangegangen, sondern infolge der vulkanischen Erschütterungen zur Triaszeit sind Spalten gerissen, in denen wir noch heute die erstarrten Gesteine stecken sehen und aus denen sie in wiederholten Ergüssen auf dem Boden des Meeres sich verbreiteten.

Verschiebungen im kleinsten und im gewaltigsten Umfange sind mit den vulkanischen Vorgängen verbunden und ihr Gefolge.

Kein Gang vulkanischen Gesteins durchsetzt die breite Hauptdolomitplatte der Sella-Gruppe oder die Juraschichten der Puez-Alpe. Das bunte Mosaik von Eruptionen und Sedimenten weicht einfacheren Verhältnissen, wenn wir diese Höhen erreicht haben. Unter der Platte der norischen, rhätischen und jurassisch-cretaceischen Gesteine mag es seine Fortsetzung finden, aber es ruht unter ihr begraben. Die Zeit der submarinen Eruptionen Südtirols schließt mit dem Ende der Raibler Zeit ab.

III. Die Pachycardientuffe.

Wir kommen nun zu der Frage der Pachycardientuffe, welche nacheinander für Raibler, Wengener und St. Cassianer Schichten erklärt sind. Bei der gleichmäßigen Facies, welche im Gebiet der Seiser Alp von den Wengener Schichten an herrscht, war zu erwarten, daß die paläontologische Sonderung der Schichten und Zeiten auf ähnliche Schwierigkeiten stoßen wird, wie die stratigraphische. Man wird aber aus dieser engen Verknüpfung nicht folgern, wie es geschehen ist, daß deswegen Wengener, Cassianer und Raibler Schichten zu einem untrennbaren Ganzen zu verschmelzen sind, und die Bedeutung der Zeiten, die sie repräsentieren, herabsetzen.

Wenn ich die Auffassung v. Richthofen's, daß die Pachycardientuffe in das Raibler Niveau zu setzen sind, wieder zur Geltung zu bringen suche, so stütze ich mich dabei auf Beobachtungen. Man kann auch deduktiv zu demselben Schlusse kommen. Die tiefsten, vom eigentlichen Schlerndolomit ausgehenden Kalkzungen greifen in Cassianer Schichten ein.

Hoch über ihnen liegen die von den Roßzähnen kommenden Kalklagen, wie wir sie am Grunserbühl sehen. Und erst auf diese folgen die Pachycardientuffe, welche die jüngsten Schichten der Seiser Alp sind.

Zwingend scheint mir aber der faunistische Beweis. Die Pachycardientuffe teilen mit der viel artenärmeren Raiblerfauna des Schlernplateaus die wichtigsten und häufigsten Arten, vor allem *Pachycardia rugosa* selbst, aber auch *Naticopsis neritacea*, *Myophoria Kefersteini*, *Trigonodus rablensis* u. a.

Meine reichen Aufsammlungen gestatten, die Liste der in den roten Schlernschichten vorkommenden Arten beträchtlich zu vergrößern. Die neu hinzutretenden Arten sind fast alle inzwischen aus den Pachycardientuffen bekannt geworden, so z. B. die charakteristische *Frombachia Uhligi*, während umgekehrt die wichtige *Pustularia alpina* des Schlerns, allerdings als Seltenheit, auch im Pachycardientuff auftritt.

Vor allem ist aber das beiden gemeinsame, massenhafte Vorkommen von *Pachycardia rugosa* zu betonen, die nicht nur eine wichtige Art der Raibler Fauna, sondern ein Leitfossil ersten Ranges ist. In Cassianer Schichten ist sie bisher noch nie gefunden, selbst das Vorkommen der Gattung *Pachycardia* ist zweifelhaft[1].

---

[1] Das Profil von Miß Ogilvie (Quart. Journ. 1893. p. 37), in dem Tuffe mit *Pachycardia rugosa* als tiefste Wengener erscheinen, war ganz irrig. Die stratigraphischen Verhältnisse sind an diesem Punkte klar und eindeutig. Bei der Berufung auf Stur, der „regenerierte Tuffe" unter Cassianer Schichten fand, ist zu bemerken, daß „regenerierte Tuffe" dieses Aussehens in sehr verschiedenen Höhenlagen vorkommen, die an sich richtige Beobachtung Stur's also gar nicht die Stellung der *Pachycardia* führenden Tuffe berührt.

Für Mojsisovics waren alle Tuffe der Seiser Alp vom Wengener Alter; auch diese durch spätere Beobachtungen modifizierte Ansicht konnte also keine Stütze für Miß Ogilvie sein. Die Sache ist erledigt, aber symptomatisch von Bedeutung.

Der Ausspruch von Rothpletz (1894): „*P. rugosa* kommt auf dem Schlernplateau gar nicht vor und ist überhaupt keine Raibler Form", ist wohl auf Mojsisovics zurückzuführen.

P. Haueri ist ein von Mojsisovics der Schlernform gegebener Name. Die Abtrennung von *P. rugosa* ist nur durch die kurze Bemerkung motiviert: „Diese Muschel wurde bisher mit dem Namen der ihr nahestehenden Vorläuferin aus den Wengener Schichten *P. rugosa* Hau. be-

Diener erwähnt in seinem Führer durch das Schlerngebiet paläontologische Funde, die Loomis im Schlerndolomit gemacht habe, dort wo der Touristensteig das Plateau erreicht.

Ich besitze von dieser Stelle einiges Material, nach dem ich den Horizont als Raibler bestimmen würde. Wenn man erwägt, daß sehr viel tiefer, etwa im Niveau der Prosliner Schwaige, die man jenseits des Frötschbachs liegen sieht, schon die Cassianer Schichten erreicht wurden, kann das nicht befremden. Der Touristensteig bietet nicht überall günstige Aufschlüsse, da er vielfach im Schutt verläuft, jedoch kann man folgendes stets beobachten:

In ca. 1800 m. Aufschluß der Cassianer Schichten, überlagert von Ausläufern dolomitischen Schlernkalks (s. o.).

1820—1900 m. Schlerndolomit mit vielen Einschlüssen von Tuff. Korallen.

Ca. 2200 m. Im kompakten Schlernkalk treten dolomitisch-sandige Partien auf. Scharf umgrenzte, rotgefärbte, einschlußartige Flecken.

Ca. 2300 m. Drusiger Dolomit mit *Mysidioptera*, *Avicula* (lokal).

Dolomitische Kalke mit *Encrinus*, deutlich geschichtet.

Dolomit mit Sphärocodien (hier ohne Struktur, stark verändert).

Rote Plateauschichten.

Es ist das Gegenstück des Aufstieges unter der Roterdspitz. Hier wie dort bekommt man den Eindruck, daß die oberste Dolomitstufe von relativ jungem Alter und nur mit Tuffen von ebenfalls relativ jungem Alter zu vergleichen ist. Daß eine Fortdauer der Riffbildung bis in die Raibler Zeit vorkommt, kann nicht wohl bestritten werden. Wenn man nicht zu Auswaschungsvorgängen seine Zuflucht nehmen will, kann man auch die Verhältnisse am Burgstall, dem nördlichen Gipfel, nicht anders deuten. Hier reicht heller Schlerndolomit bis fast an die Basis des Hauptdolomits und für die

---

zeichnet.“ Diese typische, von Hauer abgebildete Form stammte aber nicht aus Wengener, sondern aus Raibler Schichten; wenn also das stratigraphisch verschiedene Alter hier etwa suggestiv gewirkt haben sollte, so kann man davon völlig absehen. *P. rugosa*, auf dem Schlern überaus häufig, bildet so viele Varietäten, daß man auch Formen finden wird, die mit *P. Haueri*, wie sie Wöhrmann abbildete, übereinstimmen. Dasselbe gilt aber von der Seiser Alp.

unzweideutigen roten Raibler Schichten bleibt nur ein schmales Band.

Der petrographische Unterschied der Schlernplateauschichten von den Tuffen der Seiser Alp einerseits, vom Schlerndolomit anderseits hat mitgeholfen, daß sie so scharf von beiden getrennt gehalten wurden. Dieser Unterschied existiert aber nur in bedingtem Maße.

An vielen Stellen sehen wir (so z. B. an der Cassiansquelle), daß die roten Schichten dolomitisch werden, und oft wird man finden, daß solche Dolomite innerlich hell gefärbt sind. Die Sphärocodien-Schichten gehen in geschichtete, helle Dolomite über, die sich nur schwer vom Schlerndolomit im engeren Sinne trennen lassen.

Die an der Schlernklamm und in der Nähe der Cassianskapelle so fossilreichen und oft durchsuchten Schlernplateauschichten sind petrographisch meist verkannt. Es ist seit langen Zeiten von Bohnerzen, von Eisenerzknollen die Rede, ohne daß bemerkt wird, daß diese Bohnerze nichts anderes sind, als umgewandelte Gerölle von Melaphyr. An einigen Stellen sind die roten Schlernplateauschichten *deutlich umgelagerte Tuffe*, entsprechend den Frombach-Schichten. Einige Bänke sind konglomeratisch und enthalten neben Melaphyrgeröllen und Tuffresten auch größere Fragmente von Kalk, die stark verändert, meist intensivbraun gefärbt sind. An anderen Stellen, wo die Größe der Gerölle etc. verringert ist, ähneln sie äußerlich Oolithen. Fragmente zerfallener Crinoiden etc. spielen auch eine Rolle.

Oolithisch kann man nur die Sphärocodien-Kalke und -Dolomite bezeichnen, aber die Struktur der sehr großen Sphäroide ist auf Organismen zurückzuführen. Das Zentrum nimmt stets ein Fremdkörper, ein Muschelstück, eine kleine Neritaria oder dergl. ein.

Das Raibler Alter der Pachycardientuffe hat v. Richthofen zuerst befürwortet. In seinen Ideen über die Entstehung der südtiroler Kalke spielt diese Altersdeutung eine große Rolle.

„Es geht hieraus mit Notwendigkeit hervor, daß bereits zur Zeit der Raibler Schichten, also unmittelbar nach seiner Bildung, der Schlerndolomit ein riffartiges Massiv im Meere

war. Da aber der Übergang zwischen beiden Formationsgliedern ein leichter ist und ohne gewaltsame Katastrophe geschah, so kann auch nie die Seiser Alp mit einer Fortsetzung des Dolomitmassivs bedeckt gewesen sein, welche vielleicht schnell zerstört worden wäre, ehe sich die Raibler Schichten ablagerten, sondern der Schlern ist von Anfang an in seiner riffartigen Gestalt gebildet worden. Ein aus den Karbonaten von Kalk und Magnesia bestehendes, völlig isoliertes Riff mit senkrechten Wänden kann sich aber mitten auf dem Grunde des Meeres nur durch die aufbauende Tätigkeit von Korallen bilden, und wir werden sonach durch jenes merkwürdige Vorkommen der Raibler Schichten deutlich zu dem Schluß geleitet: Der Schlern ist ein Korallenriff und die gesamte Formation des Schlerndolomits ist in gleicher Weise durch animalische Tätigkeit entstanden."

Es ist sehr interessant zu sehen, wie zwei andere Richthofen'sche Ideen, die nach unserer jetzigen Kenntnis auf Irrtum beruhen, nämlich die von der Fortsetzung der Cassianer Schichten unter dem Schlerndolomit und vom intrusiven Auftreten der Melaphyre, in den Schriften seiner Schülerin Ogilvie-Gordon nachklingen, während die Altersdeutung der Pachycardientuffe beiseite geschoben wird.

Frau Ogilvie-Gordon hat in einer Zone „jüngerer Cassianer Schichten" diejenigen Vorkommen vereinigt, wo ein starker Zuschuß von Raibler Formen nicht übersehen werden kann. Auch die Schichten von Heiligkreuz rechnet sie hierher. Die verdächtige Ähnlichkeit dieser jüngeren Cassianer Fauna mit den unbestrittenen Raibler Schichten des Schlerns wird dadurch in ihrer Bedeutung abgeschwächt, daß die Schlernplateauschichten als untere Raibler aufgeführt werden.

Die Auffassung der Schlernplateauschichten als „untere Raibler" läßt sich aber nur stützen, wenn man die höchsten Dolomite des Schlern (Petz, Burgstall etc.) als obere Raibler auffaßt. Das ist auch geschehen (Ogilvie, Geol. Mag. 1900. p. 348). Solange man aber den Hauptdolomit als selbständigen Horizont der alpinen Trias auffaßt — und man hat wahrlich Grund dazu —, so lange muß auch jener Dolomit des Schlerns von den Raibler Schichten streng

getrennt gehalten werden. Der Reichtum an *Turbo* (recte *Worthenia*) *solitarius*, *Avicula exilis* und anderen bezeichnenden Formen dieser Stufe, die man westlich und östlich am Petz sammeln kann, rücken dies aus dem Bereich jeden Zweifels. Weder petrographisch noch nach den Fossilien ist ein Unterschied zwischen Stücken, die am Schlern geschlagen sind, und solchen etwa vom Resegone bei Lecco oder von Storo.

Die Höhendifferenz zwischen den Lagen des Hauptdolomits, in denen die genannten Arten auftreten, und den roten Raibler Schichten ist eine sehr geringe, wie sich jeder am östlichen Gehänge der Schlernklamm gegen den Petz hin überzeugen kann. Es herrscht gleichförmige Lagerung und die Dolomite entwickeln sich aus den roten Schichten. Die tiefsten Lagen enthalten noch viele rote Fragmente, auch abgerollte Tuffstückchen, welche durch Zersetzung grün gefärbt sind.

Wir müssen also, wenn wir die Raibler Schichten in mehrere Stufen bringen wollen, was lokal leicht, aber leider niemals generell gelingt, die Schlernplateauschichten als obere Raibler auffassen. Als untere können wir in unserem Gebiete, am Schlern, die Sphaerocodienkalke und die obersten sandigen (geschichteten) Dolomiten mit (lokal) *Mysidioptera* und Korallen bezeichnen.

Es ist nur folgerichtig, wenn ich außer den Pachycardienschichten der Seiser Alp einen ansehnlichen Teil dessen, was Frau Ogilvie-Gordon Obercassianer Horizont nennt, für die Raibler Schichten reklamiere. Dahin gehören z. B. sowohl die auf der Ostseite des Sellapasses auftretenden Schichten wie die westlich davon, dem Langkofel angelagerten Schichten. Die letzteren führen nach Frau Ogilvie's eigenen Angaben *Trigonodus costatus*, *Pachycardia rugosa*, *Platychilina Wöhrmanni*, *Naticopsis neritacea*, *Neritaria similis*, *Palaeonarica concentrica*, *Chemnitzia solida*, *Pustularia alpina*, *Tretospira multistriata* — also die bezeichnendsten Arten der Raibler Schlernfauna.

Den genannten Arten stehen gegenüber nur ganz indifferente, wie verschiedene *Cidaris*-Stacheln und *Encrinus*-Glieder, *Celtites* sp., *Orthoceras* sp., *Trochus* sp., und eine Reihe von Arten, die entweder nur oder auch aus den Pachycardientuffen bekannt sind: *Mysidioptera Zitteli* Broili, *Emiliae* Bittn.,

Arcoptera cf. *areata* Broili, *Prospondylus crassus* Br. Für das Cassianer Niveau ausschlaggebende Arten kommen nicht vor.

Die ängstliche Art der Unterscheidung zwischen „oberen" St. Cassianer und Raibler Schichten findet darin allerdings eine innere Motivierung, daß die anerkannten Raibler Schichten an vielen Stellen den Schlerndolomit bedecken, während die in Frage stehenden, aus den Cassianer Schichten sich entwickelnden Schichten den Dolomit unterlagern sollen, denn Frau Gordon nimmt an, daß die Cassianer Schichten einen unter den oberen Dolomitmassen durchlaufenden Horizont darstellen. Dadurch ist natürlich der Gesichtswinkel, unter dem sie die Verhältnisse betrachtet, ein von dem meinigen ganz verschiedener.

Wenn Frau Ogilvie den Dolomit des Schlerns, des Molignon und des Langkofels zu einer einstmals zusammenhängenden Platte rechnen will, welche durch Torsion zersprungen, durch Abtragung zerstückelt ist, so kann das Gebiet der Seiser Alp nur als das Liegende dieser Platte aufgefaßt werden. Selbst die Pachycardientuffe am Frombach müssen älter sein als die sie überragenden Dolomitmassen, denn sie schließen sich konkordant an ihre Unterlagen von Cassianer Schichten an und entwickeln sich aus ihnen.

Hieraus ergibt sich, daß Frau Ogilvie-Gordon allerdings mit allen Gründen versuchen mußte, die Einreihung der Pachycardientuffe in die Raibler Schichten zu verhindern; sobald dies geschieht, fällt ihre Konstruktion in sich zusammen.

Aber selbst wenn es ihr gelänge, die Bedeutung der Pachycardienfauna abzuschwächen — durch Einschaltung des ad hoc konstruierten oberen Cassianer Horizontes — so erheben sich andere gewichtige Einwände gegen ihre Hypothese.

Die im westlichen Schlern vom Raibler Niveau glatt heruntersetzende, durch keine Überschiebungsflächen geteilte, nicht etwa aus aufeinander gepackten Schollen erbaute Dolomitwand hat ihr Gegenstück am Langkofel, der an seiner NW.-Ecke ebenfalls auf Werfener Schichten und Mendelkalk fußt. Aber die Brücke fehlt. Wohl greifen von beiden Massen einzelne Kalk- und Dolomitbänke in die Cassianer Schichten der Seiser Alp ein, aber sie keilen sich in den zwischenliegenden weichen, z. T. aus eruptivem Material bestehenden Schichten aus.

Große Blöcke von Schlernkalk, unter deren Wucht die tonigen und mergligen Schichten des Cassianer Niveaus, die dem nördlichen Schlerngehänge angelagert sind, sich gebogen haben, sprechen deutlich für das Vorhandensein einer während dieser ganzen Zeit den Meeresgrund überragenden Kalkmasse. Die jüngeren, von den Roßzähnen ausgehenden Kalkzungen keilen sich aus gegen N. und NO. Selbst wenn sie die ganze Seiser Alp bis zum Langkofel hin überlagert hätten, würden sie nur eine sehr dünne Verbindung herstellen; die alten Wengener Riffe werden durch sie nicht verbunden, jene alten Kalkstöcke, welche von demselben Eruptivgestein durchsetzt werden, dessen Laven und Tuffe den größten Teil des Geländes zwischen Rosengarten und Langkofel bilden. Die Isolierung dieser Gebirgsgruppen hat mit dem ganzen Torsionsphänomen nichts zu schaffen.

Tafel-Erklärungen.

Tafel I.

Fig. 1. Oberste Lagen des Melaphyrs am Schlerngehänge gegen das Frötschbachtal. Die hellen Adern bestehen aus Wengener Kieselkalk.

„ 2. Berührungszone von Kalk der „Alpenplatten“ und Melaphyr im obersten Durontal. Im Vordergrund ein den Kalk durchsetzender Melaphyrgang. Im Mittelgrund erkennt man die horizontalen Bänke der Cassianer Stufe. Ganz im Hintergrund (schwach angedeutet) die Roßzähne.

Tafel II.

Fig. 1. Schollen von Buchensteiner Kalk im Melaphyr, stark mit Eruptivmaterial injiziert. Am Weg von Ratzes zur Prosliner Schwaige.

„ 2. Cassianer Schichten am Schlerngehänge, gebogen unter einem großen, brecciösen Dolomitblock. Profil am Wege, der den Touristensteig mit der Prosliner Schwaige verbindet.

Tafel III.

Fig. 1. Cassianer Schichten am Schlerngehänge (Profil p. 6), gebogen unter einem isolierten Dolomitblock.

„ 2. Cassianer Schichten, gebogen unter einem brecciösen Dolomitblock. Von derselben Stelle wie Taf. II Fig. 2.

Ueber die Elektrizitätsleitung einiger natürlich kristallisierter Oxyde und Sulfide und des Graphits.

Nebst Anhang: **Ueber einige polymorphe Modifikationen.**

Von

Joh. Königsberger und **O. Reichenheim.**

Mit Taf. IV.

Die älteren Arbeiten über das elektrische Verhalten der Metallsulfide hat W. Mönch[1] in der Einleitung seiner eingehenden Untersuchung aufgezählt und hat eine Reihe von Messungen an z. T. aus Pulvern gepreßten, z. T. aus Kristallen herausgeschnittenen Stäben vorgenommen. Ebenso hat F. Streintz[2] über zusammengepreßte Pulver Untersuchungen angestellt. F. Beijerinck[3] hat eine große Anzahl hauptsächlich qualitativer Messungen über das Leitvermögen der kristallisierten Mineralien unternommen und die Resultate eigener und fremder Untersuchungen mit Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung und Kristallform der Substanzen in Tabellen zusammengestellt. Genaue Messungen über die Leitfähigkeit des Eisenglanz sind von H. Bäckström[4] und über die des Kupfersulfür von Bodländer und Idaszewski[5] angestellt worden.

---

[1] W. Mönch, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XX. 365. 1905.

[2] F. Streintz, Phys. Zeitschr. 4. 106. 1903.

[3] F. Beijerinck, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. 403. 1897.

[4] H. Bäckström, Verh. d. k. Akad. Wiss. Stockholm 1894.

[5] G. Bodländer und K. S. Idaszewski, Zeitschr. f. Elektrochemie. 11. 161. 1905.

Bei allen Messungen fällt der Unterschied auf, der sich in dem Verhalten ein und derselben Substanz zeigt, wenn sie einmal aus Pulvern in Stabform gepreßt, das andere Mal aus einem Kristall als Stab herausgeschnitten ist. Bei dem gepreßten Pulver scheinen zu dem Eigenwiderstand der Substanz noch die bekannten Kontaktunregelmäßigkeiten der einzelnen Körner bezw. Kohärerwirkungen hinzuzutreten, und es ist nicht möglich, ihren wirklichen Widerstand zu messen. Meist zeigen die gepreßten Pulver einen abnorm hohen Widerstand, verglichen mit dem kompakter Kristallstücke. So konnte W. Mönch[1] feststellen, daß die gepreßten Bleiglanzzylinder einen ca. hundertmal größeren spezifischen Widerstand als die aus den gleichen Kristallen durch Spaltung hergestellten Prismen besitzen. Außerdem zeigen die Temperaturkurven der gepreßten Stücke große Unregelmäßigkeiten, und die Widerstände der gepreßten Zylinder sind oft nicht konstant, sie ändern sich mit der Zeit ohne äußere Einwirkung.

Daher müssen natürliche oder künstliche Kristalle oder aus dem Schmelzfluß erstarrte Körper zur Messung verwandt werden. Allerdings sind auch diese nicht stets geeignet. In den Kristallen können fremde Beimengungen den Widerstand verändern. Schon dünne Schichten schlechtleitender Einlagerungen vergrößern den Widerstand eines guten Leiters in der zur Schicht senkrechten Richtung erheblich, gutleitende Einlagerungen verkleinern ihn in der zur Schicht parallelen Richtung. Dagegen können geringe Beimengungen besser oder schlechter leitender Substanzen, wenn sie homogen verteilt sind, nur eine Änderung der Leitfähigkeit hervorrufen, die dem Leitvermögen und dem Prozentgehalt dieser Fremdkörper proportional ist. Direkte Durchwachsungen eines guten Leiters in einem schlechten (dieses haben wir nur beim Zinnstein gefunden) verursachen erhebliche Fehler in den Resultaten. Durchwachsene Stücke sind aber leicht daran zu erkennen, daß sie nur an einzelnen Stellen in der Richtung der Durchwachsung gut leiten. Eine weitere sehr wichtige Fehlerquelle wurde von Herrn O. Weigel[2] in einer

[1] W. Mönch, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XX. 413. 1905.
[2] O. Weigel, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXI. 325 ff. 1905.

höchst interessanten Untersuchung festgestellt. Er fand, daß einige Kristalle poröse Struktur zeigen, die durch Osmose nachgewiesen werden kann. Diese Körper zeigen unipolare Leitung und einen von der Struktur und dem Gehalt an absorbiertem Wasser abhängigen Widerstand. Bei den von uns vorgenommenen Messungen wurde alles Material ausgeschlossen, das unipolare Leitung und hohen, an verschiedenen Stellen verschiedenartigen Widerstand zeigte. Im allgemeinen ist der Widerstand der bestleitenden Stücke eines Minerals als der richtigste anzusprechen, zumal wenn man, wie dies bei dieser Untersuchung stets geschehen aber im folgenden nicht jedesmal erwähnt wird, bei verschiedenen Stäben denselben spezifischen Widerstand findet. Das Aussuchen brauchbaren Materials ist recht mühsam; so konnte eine große Reihe von Stäben, die schon aus ausgesucht guten Kristallen durch die Firma R. Fuess hergestellt waren, wegen Inhomogenität des Materials nicht gebraucht werden. Die alpinen Kluftmineralien scheinen zu den am meisten homogenen Mineralien zu gehören.

Bezüglich der Beschreibung der Versuchsanordnung zur Messung der Widerstände und Erzielung der hohen und tiefen Temperaturen sei auf die Inauguraldissertation des einen von uns[1] verwiesen. Hier seien nur folgende Punkte hervorgehoben: 1. Durch den Ofen zur Erhitzung der Mineralien wurde Stickstoff geleitet; auf diese Art sind chemische Veränderungen der Mineralien möglichst vermieden. 2. Die verwandten Isolatoren, amorpher Quarz und eine Mischung von Calciumcarbonat und Wasserglas haben auch bei 1000° eine im Verhältnis zu den untersuchten Mineralien äußerst kleine Leitfähigkeit. 3. Möglichst gute Kontakte wurden dadurch hergestellt, daß auf den Kontaktflächen der Mineralien auf galvanischem Wege Kupfer oder Platin oder beides übereinander niedergeschlagen wurde; verkupfert wurde vermittelst der von Kohlrausch angegebenen cyankalischen

[1] O. Reichenheim, Über die Elektrizitätsleitung einiger natürlich kristallisierter Oxyde und Sulfide und des Graphits. Freiburg i. B. Inaug.-Diss. 1906.

Lösung, platiniert wurde mit einer Platinchloridlösung, nachdem die Kontaktflächen mit Alkohol und einer Cyankalilösung gereinigt waren. Bei hohen Temperaturen scheint sich der Kontakt auch ohne Verkupferung oder Platinierung leicht herzustellen. Vielleicht liegt das an der größern Plastizität des Platins. Als Elektroden wurden platinierte Platin-, amalgamierte Kupfer- und Bleielektroden, die mit Bleiamalgam bestrichen waren (bis ca. 150°), benutzt. Um die Übergangswiderstände bei hoher Temperatur zu prüfen, wurde ein Eisenstab von 2 mm Durchmesser und 10 mm Länge zwischen die Elektroden, nachdem vorher seine Enden oxydiert worden waren, eingespannt. Der Übergangswiderstand mußte daher dem eines Eisenglanzstabes von demselben Querschnitt gleich sein. Der Widerstand betrug:

bei 460° . . . . . 0,045 Ω,
„ 1020° . . . . . 0,067 Ω.

Die Temperaturmessungen sind bis 250° auf etwa 0,5° bis 1000° auf ± 5° genau. Bei den tieferen Temperaturen, namentlich in der Äther-Kohlensäurelösung und auch bei — 185° sind größere systematische Fehler in der Bestimmung der Temperatur, die der Stab wirklich hat, und die infolge der Wärmeleitung der Zuleitungen höher als die der Flüssigkeit ist, wohl möglich. Auch der Widerstand in der Äther-Kohlensäuremischung ist nur angenähert richtig.

Die Untersuchung mit Gleichstrom bei höheren Temperaturen ist durch Thermoströme erschwert, die bei ungleichmäßiger Erwärmung auftreten und verhindern, daß sich das Galvanometer auf einen konstanten Nullpunkt einstellt. Eine konstante Ruhelage ist nur zu erreichen, indem man den Thermostaten längere Zeit (ca. eine halbe Stunde) auf möglichst konstanter Temperatur erhält. Meist wurde daher mit Wechselstrom und Telephon gemessen. 4. Die von der Firma R. Fuess gelieferten Stäbe mußten z. T. auf viel kleinere Dimensionen von 1 mm² und weniger Querschnitt geschliffen werden. Ebenso wurden verschiedene Stäbe, bei denen das Material besonders sorgfältig ausgesucht werden mußte, auf der Drehbank mit der Karborundumscheibe geschliffen.

Messungen.

I. Eisenglanz.

Es wurden drei Eisenglanze verschiedener Herkunft untersucht, und gleich bei diesen zeigte sich ein großer Unterschied im Leitvermögen.

Der Elbaner Eisenglanz besaß vor dem Erhitzen ein ca. hundertmal geringeres Leitvermögen als die bei den anderen untersuchten, der norwegische und brasilianische Eisenglanz; es konnte nachgewiesen werden, daß dieser große Widerstand durch fremde Einlagerungen im Kristall verursacht war, und daß in Wirklichkeit das Leitvermögen der drei Eisenglanze verschiedener Herkunft wenig voneinander verschieden ist.

Norwegischer Eisenglanz aus der Peder Ankers Grube auf der Insel Langö bei Kragerö. Herr Helge Bäckström in Stockholm hat diesen Eisenglanz von 0—250° untersucht und uns in überaus liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt. Die Widerstandskurven von zwei Stäben, der eine parallel, der andere senkrecht zur Achse geschnitten, die schon von Herrn Bäckström untersucht waren [1], wurden gemessen; die Resultate stimmen mit den Messungen Bäckström's gut überein. Dagegen unterscheidet sich die von Herrn Prof. Dr. Dittrich in Heidelberg ausgeführte Analyse ziemlich erheblich von der von Bäckström angegebenen.

	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Rest
Bäckström	93,63	3,26	3,55	—
Dittrich	98,71	0,49	0,87	—

Kurve I und Ia sind die Temperaturkurven des absoluten Widerstandes dieses Eisenglanzes parallel und senkrecht zur Hauptachse zwischen 0° und 250°. Die Punkte bedeuten den aus den Messungen von Bäckström, die Kreuze den aus eigenen Messungen berechneten Widerstand eines cm^3.

Stab Ic parallel der Achse.

Länge . . . . . 8,23 mm
Querschnitt . . . . . 2,359 mm^2

[1] H. Bäckström, Verh. d. k. Akad. Wiss. p. 540. Stockholm 1888.

t bedeutet die Temperatur in Celsiusgraden, w den aus den Dimensionen berechneten Widerstand eines cm^3 und w_B den durch Interpolation aus den Bäckström'schen Messungen berechneten Widerstand. Hierbei ist zu bemerken, daß nur der Wert von w_B für 16° aus einem für den Stab Ic angegebenen Wert berechnet ist, die andern Werte mußten aus den für den Stab Ib angegebenen Zahlen interpoliert werden. Hieraus ist die gute Übereinstimmung bei 16° und die größeren Unterschiede bei den anderen Temperaturen zu erklären; es finden sich zwischen den einzelnen Stäben in den Bäckström'schen Messungen ebenso große Unterschiede z. B. Stab Ia bei 17° 0,7099 Ω, Stab Id 0,6836 Ω.

t	w (spezif.)	w_B (spezif.)
— 53	3,44	—
— 71	4,85	—
— 146	129,5	—
— 130	57,2	—
— 185	ca. 2900	—
16	0,702	0,705
123	0,259	0,277
181	0,1955	0,202
244	0,146	0,149
800	0,0209	—
960	0,0172	—
900	0,0186	—
755	0,0209	—
560	0,0258	—
456	0,0343	—
400	0,0457	—
350	0,0516	—
20	0,465	—

Der spezifische Widerstand hat also ohne sichtbare Veränderung des Stabes von ca. 0,66 Ω auf 0,465 Ω bei 20° abgenommen, ist also dem senkrecht zur Achse sehr nahe gekommen. Dies ist wahrscheinlich durch Umwandlung bei 620° in die zweite von Malaguti[1], d'Ans[2] u. a. er-

[1] Malaguti, Ann. chim. phys. (3.) **69**. 214. 1863.

[2] J. d'Ans, Wasserfreies Ferrosulfat und seine Zersetzung. Darmstadt 1905. Inaug.-Diss.

wähnte Modifikation zu erklären. Da der nach der Erhitzung gemessene Widerstand bei Zimmertemperatur nahezu gleich dem wahren mittleren Wert für den Widerstand parallel und senkrecht zur Achse ist, scheint der Vorgang reversibel zu sein. Die Temperaturkurve zwischen 0° und 240° wurde öfters aufgenommen und ergab stets übereinstimmende Werte, die aus der Taf. IV Kurve I zu entnehmen sind.

Stab II c senkrecht zur Achse.

Querschnitt . . . . . 2,06 mm
Länge . . . . . 0,675 mm

t	w (spezif.)	w_B (spezif.)
— 70	1,87	—
— 74	1,97	—
22	0,333	0,335
117,5	0,156	0,164
238	0,0933	0,980
18,3	0,351	0,352
86	0,189	0,198
1080	0,0134	—
805	0,0198	—
523	0,0366	—
440	0,0488	—
350	0,0640	—

Beim Herausnehmen aus dem Ofen zeigte sich der Stab an der Oberfläche etwas verändert und war außerdem an den Rändern an einzelnen Stellen gesplittert, so daß die Werte für den absoluten Widerstand nicht ganz genau sind.

Eisenglanz von Ouro Preto, Brasilien.

Nur die Basis der Kristalle ist ausgebildet, die einzelnen Schichten sind oft durch Eisenhydroxydschichten getrennt, die natürlich bei Widerstandsmessungen senkrecht zur Achse wenig stören; außerdem hat das Mineral Flüssigkeits- und Kohlensäureeinschlüsse, was aus dem Zerspringen beim Erhitzen zu erkennen ist; an den Sprengstücken sieht man noch deutlich die Stelle, wo der Einschluß sich befunden hat. (Dieses leichte Zerspringen hindert die Untersuchung bei hohen Temperaturen.) Die Unterschiede im Leitvermögen zwischen

brasilianischem und norwegischem sind jedenfalls auf deren Rechnung zu setzen.

Analyse von Herrn Dittrich.

Fe_2O_3	98,22
FeO	0,47
TiO_2	0,18
Rest (ber.)	1,13

Stab senkrecht der Achse.

Länge	30,4	mm
Querschnitt	28,61	mm^2

t	w (spezif.)
18	0,542
56	0,361
70	0,323
95	0,267
115	0,242
131	0,220
187	0,171
255	0,1375
202	0,159
165	0,184
106	0,2525
18,5	0,542

Stab parallel zur Achse.

Länge	3,4	mm
Querschnitt	3,45	mm^2

Der Widerstand bei 15° betrug 13,7 Ω, woraus der eines cm^3 sich zu 1,39 Ω berechnet. Die schon erwähnte Zwischenlagerung von Schichten erklärt, daß beim brasilianischen Eisenglanz der Unterschied zwischen Widerstand $\parallel$ und $\perp$ Achse größer als beim norwegischen ist.

Eisenglanz von Elba.

Sämtliche Stäbe sind aus einem sehr schönen Kristall geschnitten worden.

Stab parallel der Achse.

Querschnitt	7,285	mm^2
Länge	16,25	mm

Widerstand eines cm^3 bei 19,9° 38,4 Ω.

t	w (direkt gem.)
$16\frac{1}{4}$	927,4
68	339
72	320
$98\frac{3}{4}$	227,4
161	115,6
265	52
$11\frac{3}{4}$	1000
15	938

Stab senkrecht zur Achse.

Dieser Stab zersprang bevor seine Dimensionen gemessen wurden.

Von den Reststücken wurden zwei Kurven aufgenommen.

t	w (direkt gem.)
17	1280
$47\frac{3}{4}$	634
117	238
153	165,3
$180\frac{1}{2}$	135,5
205	112,3
258	82,6

t	w (direkt gem.)
$46\frac{1}{2}$	353
21	619
$113\frac{1}{2}$	137
141	107
197	66,2
264	44,7

Ein Stab 4,84 mm lang, 8,34 mm^2 Querschnitt besaß bei 19° 224 Ω, also Widerstand eines cm^3 38,4 Ω. Ein Stab parallel zur Achse wurde im elektrischen Ofen auf 1000° erhitzt. Dimensionen: 9,70 mm lang und 7,285 mm^2 Querschnitt. Er hat auf 15° abgekühlt noch 8,6 Ω gleich dem Widerstand eines cm^3 von 0,63 Ω, während der norwegische bei dieser Temperatur ca. 0,70 besitzt. Bei 600° beginnend entweichen Gase, die wie Kondensation zeigte aus Wasserdampf und Kohlensäure bestehen. Der Stab nimmt bis 1000° regelmäßig im Widerstand mit ungefähr demselben Temperaturkoeffizienten wie der norwegische ab und besitzt bei dieser Temperatur einen Widerstand von 0,4 Ω; die veröffentlichte Kurve[1], bei der der Widerstand oberhalb 700° wieder etwas zunimmt beruht auf Meßfehlern, es war die erste

[1] J. Königsberger und O. Reichenheim, Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 461.

Messung im elektrischen Ofen, der noch nicht so wie oben angegeben, eingerichtet war. Eine größere Menge von zerstoßenem Eisenglanz wurde bis ca. 900° erhitzt. Sowohl dieser wie nicht erhitzter wurde von Herrn Dittrich analysiert.

nicht erhitzter		erhitzter	
Fe_2O_3	95,91	Fe_2O_3	98,33
FeO	1,08	FeO	1,55
TiO_2	Spur	TiO_2	Spur
Rest	3,01	Rest	0,12

Kühlt man ein auf Rotglut erhitztes Stück dieses Eisenglanzes rasch ab, so leitet es den Strom schlecht, erhitzt man es wieder und läßt es langsam erkalten, so besitzt es einen verhältnismäßig viel geringeren Widerstand; dies erklärt sich nicht damit, daß er in eine andere Modifikation übergeht, sondern unter Berücksichtigung der Resultate der Analyse und des Entweichens von Dämpfen bei der ersten Erhitzung dadurch, daß sich wegen des raschen unregelmäßigen Abkühlens die durch den Wasser- und Kohlensäureaustritt entstandenen feinen Spalten nicht schließen können.

Zinnstein.

Fundort: Altenberg in Sachsen.

Beyeringk nimmt beim Zinnstein elektrolytische Leitung an und glaubt dies dadurch beweisen zu können, daß sich Zinnstein, der auf ein Stück Zink in Salzsäure gelegt wird, mit Zinn überzieht. In Wirklichkeit ist dies eine Reduktion des Zinnoxydes durch naszierenden Wasserstoff zu metallischem Zinn, die, wie uns Versuche gezeigt haben, auch ohne direkte Berührung des Zinkes vor sich geht. Um zu untersuchen, ob der Zinnstein wirklich den Strom elektrolytisch leite, wurde der Widerstand mit Wechsel- und Gleichstrom gemessen; es war kein Unterschied vorhanden, ebenso konnte keine elektromotorische Gegenkraft nachgewiesen werden, die $\frac{1}{1000}$ Volt überstieg. Dann wurde ein Stück Zinnstein (Querschnitt ca. 25 mm², lang ca. 4 mm) zwischen Elektroden

gebracht, von denen die Anode aus amalgamiertem Kupferblech auf das Zinnamalgam gestrichen war, die Kathode aus einem $\frac{2}{10}$ mm dicken amalgamierten Kupferblech bestand, und einmal ein Strom von $\frac{1}{2}$ Amp. eine Stunde lang, das zweite Mal 1 Amp. 2 Stunden lang durchgeleitet; es wurde die ganze Kathode in Salpetersäure aufgelöst und erwärmt, wobei das Zinn als Zinnsäure einen weißen Niederschlag hätte geben müssen. Würde die Leitung auf Elektrolyse beruhen, so hätte, nach dem Faraday'schen Gesetz berechnet, beide Male das ganze im Cassiterit enthaltene Zinn ausgeschieden werden müssen. Um die Empfindlichkeit der Reaktion zu prüfen, wurde derselbe Zinnstein einige Sekunden auf Zink in Salzsäure gebracht, getrocknet, zwischen die Elektroden gepreßt, die Kathode in Salpetersäure aufgelöst; es fiel beim Erwärmen sofort Zinnsäure aus. Auffallend war, daß manche Stellen in dem untersuchten Cassiterit, obwohl sie ganz frei von Sprüngen waren, den Strom nicht leiteten. In den schön ausgebildeten gelblich bis rotbraunen Kristallen war die Färbung an einzelnen Stellen so stark, daß die Stücke ganz undurchsichtig wurden. Die hellen farblosen Stellen waren stets nicht leitend. Beyeringk hat nichtleitenden Zinnstein durch Behandlung mit Flußsäure leitend gemacht und daraus auf Quarzeinlagerungen geschlossen. Um daher bei unserem Zinnstein zu prüfen, ob das Nichtleiten durch isolierende Quarzschichten bedingt sei, wurden einzelne Stücke ca. eine Stunde lang im Platintiegel auf dem Wasserbade mit Flußsäure erhitzt; zur Kontrolle beigelegte kleine Quarzstücke waren nach Beendigung des Versuches aufgelöst; die hellen durchsichtigen farblosen Teile des Zinnstein waren nach wie vorher nicht leitend; die dunkeln Partien, die schon vor der Behandlung mit Flußsäure den Strom gut geleitet hatten, waren in ihrem Leitvermögen unverändert geblieben. Aus einer dieser undurchsichtigen Stellen wurde ein Stab herausgeschliffen, der ein verhältnismäßig sehr großes Leitvermögen (besser als Eisenglanz) und auch einen nur geringen negativen Temperaturkoeffizienten besitzt.

Stab 5,05 mm lang.

1,23 mm^2 Querschnitt.

Spezifischer Widerstand bei 22° 0,2957.

t	w
22	0,296
45	0,276
96	0,239
102	0,236
133	0,213
109	0,231
— 74	0,564
— 40	0,410

Um zu untersuchen ob diese dunkeln Partien auch Zinnstein mit nur geringen Verunreinigungen oder Einwachsungen eines anderen Oxydes seien, wurde eine von dunkeln Stellen durchzogene Platte aus einem Kristall herausgeschnitten, in oben beschriebener Weise das Zinnoxyd an der Oberfläche reduziert, das Zinn dann mit Salpetersäure abgelöst und dies des öftern wiederholt; die klaren Stellen blieben an der Oberfläche ganz glatt, an den dunkeln Stellen blieben unlösliche Partikelchen an der Oberfläche sitzen, so daß diese ein rauhes Aussehen bekam, das bei öfterer Wiederholung stets rauher wurde. Es war also eine Durchwachsung sicher. An einem Dünnschliff konnte unter dem Mikroskop deutlich eine Zwillingsverwachsung der hellen und dunklen Teile gesehen werden. Die von Herrn Dittrich ausgeführte Analyse ergab:

SnO_2	98,94
TiO_2	0,53
Fe_2O_3	0,53

Es ist vorläufig nicht zu entscheiden, welches die leitende Substanz im Zinnstein ist; jedenfalls weder Eisenglanz noch Titaneisen; denn diese kristallisieren rhomboedrisch, während der Cassiterit tetragonal kristallisiert ist. Daher ist eine Verwachsung mit ihnen unmöglich; auch ist es des großen Leitvermögens wegen ausgeschlossen, daß eine dieser Substanzen Träger der Leitung ist. Tschermak (Lehrbuch der Mineralogie. p. 398. Wien 1894) gibt Tantal als Beimengung an. Der Widerspruch zwischen physikalischem Verhalten und Analysenresultat ist somit noch nicht aufgeklärt[1]. Da nur

[1] Es ist, nach den Analysen von L. R. Dunstan (Report on Cassiterit of Ceylon) zu urteilen, nicht unmöglich, daß ein zu der Zinngruppe gehöriges und chemisch sich ähnlich wie Zinn verhaltendes Element mit höherem Atomgewicht, das ein besser leitendes Oxyd besitzen würde, im Zinnstein enthalten wäre.

ein kleiner Teil des untersuchten Stabes aus leitendem Material besteht, so ist wahrscheinlich die Leitfähigkeit der undurchsichtigen Stellen sehr viel größer, die der durchsichtigen Stellen sehr klein.

Reines durchsichtiges SnO_2 ist jedenfalls als Nichtleiter zu betrachten.

Molybdänglanz.

Fundort: Okanogan County, Washington. Die Untersuchung des Leitvermögens dieses Minerals bietet sowohl in der Blätterrichtung wie in der dazu senkrechten Richtung Schwierigkeiten. Senkrecht zu der Blätterrichtung ist es bei dem untersuchten Material überhaupt unmöglich, direkt durch Messung den richtigen Widerstand festzustellen, denn die überall zwischen den Blättern eingelagerten Schichten des hellen nichtleitenden Chlorits erhöhen den Widerstand um ein beträchtliches; man kann nur aus dem Temperaturkoeffizienten einen ungefähren Schluß auf die Größe des Leitvermögens ziehen (siehe Folgerungen).

Stab II Hauptachse; der Widerstand hängt von der Kraft ab, mit der die Elektroden angepreßt werden; der Grund hierfür sind wohl die Chloriteinlagerungen; von einem gewissen Druck an bleibt der Widerstand konstant.

t	w (direkt gem.)
17	3,06
47,5	1,80
71	1,25
98	1,01
120	0,85
140	0,73

Der Widerstand eines Stabes (Länge 3,74 mm Querschnitt 10,74 mm^2) betrug bei $13\frac{1}{2}^0$ 2,96, daraus berechnet sich der Widerstand eines cm^3 gleich 5,55.

Eine elektromotorische Gegenkraft war nicht vorhanden; die Leitung ist keine elektrolytische. Die Reduktion zu metallischem Molybdän durch Aufstellen eines Zinkstückes in verdünnter Salzsäure auf den Molybdänglanz ist nicht, wie

Herr Beijerinck annimmt, Elektrolyse, sondern Reduktion durch naszierenden Wasserstoff (vergl. p. 29).

Obgleich bei anderen Stücken ähnliche Werte gefunden wurden, so ist trotzdem höchst wahrscheinlich dieser Wert als zu groß anzunehmen, da sich bei allem untersuchten Molybdänglanz Zwischenlagerungen von Chlorit finden. Bei höheren und tieferen Temperaturen konnten Stäbe parallel zur Achse nicht untersucht werden, da man in die Vorrichtungen hierfür nur Stäbe mit geringem Querschnitt einspannen konnte. Diese ließen sich nur von geringer Länge herstellen, zerblätterten, ließen sich nicht in Calciumcarbonat einbetten, verursachten so viele Schwierigkeiten, daß ein Versuch mit ihnen aufgegeben wurde.

In der Blätterrichtung senkrecht zur Hauptachse wurde der Widerstand eines cm^3 bei $14^0 = 0{,}858\ \Omega$ gemessen.

t	w (specif.)
+ 19	0,790
— 65	8,33
— 145	355
— 185	über 1400
19½	0,790
51	0.563
73	0,470
19¼	0,790
61	0,523
92½	0,409
1020	0,0205
750	0,0310
400	0.106
20	0.600

Die Widerstandsabnahme nach der Erhitzung[1] ist auf die bessere Berührung der einzelnen Molybdänglanzblätter zurückzuführen; es ist jedenfalls keine chemische Veränderung des Materials zu erkennen.

Es muß darauf hingewiesen werden, daß alle bei diesem Material angeführten Werte nicht sehr genaue sind.

[1] Der Widerstand von Stab II betrug vor der Erhitzung bei 14^0 0.790 Ω.

Pyrit.

Man findet sehr verschiedene Angaben über den spezifischen Widerstand des Pyrit; es liegt dies, wie schon früher erwähnt wurde, an Unreinheit des Materials, und man muß hier den Pyrit mit dem geringsten Widerstand für den reinsten halten. Zuerst wurde Pyrit aus Traversella untersucht. Der Widerstand eines Stabes aus einem großen scheinbar ganz homogenen Kristall wurde gemessen.

Stab lang 11,8 mm. Querschnitt 4,68 mm^2.

Der Widerstand eines cm^3 beträgt 4,77 Ω. Van Aubel untersuchte Pyrit gleichen Ursprungs und fand ähnliche Werte.

t	w (direkt gem.)
$17\frac{3}{4}$	120,3
44	103,9
68	93,5
91	87,5
119	81,2
157	70,4
183	60
103	85
148	73,7
215	47,1
260	27,8

Es wurde darauf Pyrit aus Val Giuf, Schweiz, Graubünden, der schon von dem einen von uns optisch untersucht war, gemessen; dieser zeigt nun ein ganz anderes Verhalten wie die oben behandelten, er scheint aus reinem FeS_2 ohne fremde Einlagerungen zu bestehen. Er zeigt weder unipolare Leitung, noch elektromotorische Gegenkraft. Er hat einen viel geringeren spezifischen Widerstand als jene. Der Widerstand nimmt bei Erwärmung, aber auch bei Abkühlung unter 0° zu. Wir haben also hier ein Minimum, das etwa zwischen 10° und — 50° liegt.

Stab I lang 4,78 mm. Querschnitt 1,084 mm^2.

t	w (spezif.)
20	0,0247
85	0,0285
121	0,0308

Stab II lang 3,33 mm. Querschnitt 0,761 mm².

t	w (spezif.)
+ 20	0,0240
— 16,5	0,0239
— 70	0,0251
— 185	0,550

Das Leitvermögen dieses reinen Pyrits ist also ca. 200-mal so groß wie des von Traversella, bei dem fremde Beimengungen, Einschlüsse und Sprünge diese Vergrößerung des Widerstandes bedingen. Einen eigentümlichen Verlauf zeigt die Widerstandsänderung bei Erhitzung auf hohe Temperaturen; der Widerstand nimmt bis ca. 300° regelmäßig, wenn auch wenig zu, um dann plötzlich sich so zu verringern, daß er nach der von mir angewandten Methode kaum noch meßbar ist.

Stab II. Widerstand eines cm³ 0,0240 Ω.

T	w
20	0,0240
260	0,0357
340	0,0388
700	0,00154
560	0,00215
460	0,00277
410	0,0077
340	—

Dann geht der Kontakt verloren; und dies sowohl, wie überhaupt der ganze Verlauf der Widerstandsänderung wiederholte sich in ganz ähnlicher Weise bei zwei anderen Stäben. Erhitzt man einen Stab mehreremal über die kritische Temperatur (330—400°), wird er bröckelig. Es ist nicht anzunehmen, daß die Leitung bei den hohen Temperaturen elektrolytischer Natur ist, denn der Widerstand ist viel kleiner wie bei den bestleitenden flüssigen Elektrolyten (bestleitende wässerige H_2SO_4 Widerstand eines cm³ 1,3 Ω). Er beträgt oberhalb 500° höchstens $\frac{2}{1000}$ Ω pro cm³; außerdem konnte mit Sicherheit nachgewiesen werden, daß kein Polarisationsstrom auftritt, der einer elektromotorischen Kraft von mehr

als $\frac{1}{1000}$ Volt entsprechen würde. Es ist vielmehr der Übergang in eine andere, bisher nicht bekannte Modifikation anzunehmen; hieraus erklärt sich auch das Zerbröckeln (vergl. optischen Nachweis im Anhang).

Markasit.

Der Markasit besitzt, wie aus den folgenden Messungen hervorgeht, ein ungefähr 500mal geringeres Leitvermögen wie der Pyrit. Aus einem gut ausgebildeten Kristall (Fundort: Leitmeritz, Böhmen) wurde in jeder Achsenrichtung ein Stab herausgeschnitten:

Stab: || b.

Länge . . . . . 9,42 mm
Querschnitt . . . . . 8,056 mm²

Widerstand eines cm³ bei 16,3° 10,25 Ω.

t	w (spezif.)
13	11,24
16,7	10,25
29	8,10
55	5,33
65	4,68
72	4,34
89,7	3,50
118	2,75
127	2,61
150	2,20
168	1,98
180	1,84
202	1,66
220	1,51
243	1,30

Die Widerstände für die Richtungen parallel a und c waren bis auf kleine Unterschiede gleich, der eine ergab bei 16° 23,1 Ω, der andere 23,5 Ω pro cm³.

Derselbe Stab parallel b besaß bei −75° 2810 Ω, bei −130° über 30000 Ω, bei −185° war der Widerstand so groß, daß er in meiner Brücke nicht mehr meßbar war.

Die in folgender Tabelle angegebenen ersten 3 Messungen bei 520° wurden in einem Abstand von je 10 Minuten ausgeführt.

Stab || b.

t	w (spezif.)
16	10,2
260	1,16
320	0,77
405	0,425
520	0,204
520	0,085
520	0,013
700	ca. 0,004
520	„ 0,004
400	„ 0,004

Nach der Abkühlung hat der Stab dauernd einen spezifischen Widerstand von der Größenordnung des Pyrit; außerdem wurde er bröckelig. Man muß daher einen Übergang von Markasit in Pyrit annehmen[1]. Auch unterhalb 500° kann man diesen Übergang verfolgen, doch je tiefer die Temperatur, desto kleiner die Umwandlungsgeschwindigkeit, und zwar scheint dieser allmähliche Übergang schon zwischen 250° und 300° zu beginnnen; denn von ungefähr diesen Temperaturen an zeigt der Markasit eine anomal große Widerstandsverringerung.

Nach der Umwandlung in Pyrit geht der Markasit dann bei hohen Temperaturen in die dritte, schon bei Pyrit erwähnte Modifikation des FeS_2 über, wie aus der Temperaturkurve hervorgeht (siehe Zusammenfassung).

Bleiglanz.

Das untersuchte Material, aus Val Strim bei Sedrun, Schweiz, stammend, ist das am besten leitende von allen bis jetzt untersuchten metallischen Erzen und weist innerhalb des ganzen von uns untersuchten Temperaturintervalles einen positiven Temperaturkoeffizienten auf.

Länge des Stabes 8,58 mm. Querschnitt 1,32 mm^2.

Widerstand bei 18° = 0,173 Ω.

[1] Von A. P. Brown (Chem. News. 1895. p. 71, 179) und H. N. Stockes (Bull. U. S. geol. Survey. 1901. No. 186) ist auf chemischem Wege gezeigt worden, daß Pyrit auch bei gewöhnlicher Temperatur die stabilere Form von FeS_2 ist.

t	w (spezif.)
18	0,00265
104	0,00384
150	0,00450

Der Temperaturkoeffizient ist zwischen 18 und 150° konstant und beträgt 0,00524, ist also ungefähr von der gleichen Größe wie bei Metallen. Van Aubel fand für geschmolzenes Bleisulfid einen ungefähr zehnmal geringeren Widerstand und ungefähr den gleichen Temperaturkoeffizienten 0,00510. Qualitative Versuche haben ergeben, daß auch der von uns untersuchte Bleiglanz in amorphem Zustand kleineren, etwa $\frac{1}{10}$ so großen Widerstand wie in kristallisiertem besitzt.

Eine Vergleichung des von uns gefundenen Wertes für den absoluten Widerstand von kristallisiertem Bleiglanz mit den von früheren Autoren gefundenen Werten läßt sich nicht durchführen, da fast alle früheren Untersuchungen mit gepreßtem Pulver ausgeführt wurden. Nur von Mönch[1] ist ein Wert für ein Bleiglanzprisma von Freiberg angegeben. Aus diesem berechnet sich der Widerstand von $1\,cm^3 = 0{,}232\ \Omega$, also viel größer als der von uns gefundene Wert. Die Zahlen für die gepreßten Zylinder sind bedeutend, etwa 100—1000 mal größer; dies und die Abnahme des Widerstandes dieser mit der Temperatur im Gegensatz zum Verhalten des kristallisierten oder auch geschmolzenen Bleisulfids zeigt deutlich, daß selbst die stärkst gepreßten Zylinder nicht homogen sind. Es scheint, daß an diesen im wesentlichen Pulver- bezw. Kohärerwirkungen gemessen werden. Auch bei tiefen Temperaturen nimmt der Widerstand mit sinkender Temperatur ab. Ein Stab von 8,58 mm Länge und 1,32 mm^2 Querschnitt hatte folgende Widerstände:

t	w (spezif.)
+ 20	0,00265
— 65	0,00157
— 180	0,000855

Der Widerstand des Bleiglanzes wurde dann auch bei höheren Temperaturen bis 700° verfolgt; über diese Tem-

[1] W. Mönch, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XX. 413. 1905.

peratur hinaus war es nicht möglich, da hier der Bleiglanz mit den Platinelektroden chemisch reagiert; dasselbe trat bei Kupferelektroden ein; man erkannte dies daran, daß in die Elektroden an den Kontaktstellen Löcher hineingefressen waren. Doch auch schon unterhalb von 700° scheint der Bleiglanz die Elektroden anzugreifen; es ist daher fraglich, ob die in folgender Tabelle angegebenen Werte dem wirklichen Widerstand entsprechen, oder hier erhebliche durch den Kontakt verursachte Fehler hinzukommen.

t	w (spezif.)
20	0,00265
280	0,00485
340	0,00607
700	0,0143

Graphit.

Aus einem guten Graphitkristall von Ceylon wurde parallel der Blätterrichtung, also senkrecht zur hexagonalen Hauptachse, ein Stab geschnitten. In der dazu senkrechten Richtung war es bisher nicht möglich, einwandfreie Werte zu erhalten.

Stab I || Blätterrichtung.

Länge . . . . . 5,44 mm
Querschnitt . . . . . 0,66 qmm

T	W	w (spezif.)
21	0,232	0,00283
61	0,218	0,00265
105	0,205	0,00250
147	0,195	0,00238
191	0,180	0,00220
149	0,194	0,00236
181	0,185	0,00225
89	0,209	0,00254
— 66	0,275	0,00335
— 185	0,350	0,00428

Der absolute Widerstand ist zwischen 20 und 280° = 0,00291 (1—0,00128 . t). Diese Daten stimmen mit denen

von früheren Autoren an anderem Material gefundenen ziemlich überein; so fand Muraoka[1] an Graphit aus Sibirien für den Widerstand (die Richtung ist nicht angegeben; vermutlich war es kein einheitlicher Kristall) eines $cm^3 = 0{,}00122 . (1 - 0{,}000739 . t + 0{,}000000273 . t^2)$.

Graphit als Element muß ein Nichtelektrolyt sein, zeigt aber gleichwohl eine starke Abnahme des Widerstandes mit steigender Temperatur; schon aus dieser längst bekannten Tatsache folgt, daß letztere kein notwendiges Merkmal von gleichzeitig vorhandener elektrolytischer Leitung ist. Bei hoher Temperatur tritt wahrscheinlich eine Umkehr des Temperaturkoeffizienten ein.

Zusammenfassung.

Überblickt man die bei der Untersuchung der einzelnen Substanzen gefundenen Tatsachen, so finden sich bei den Metall-Oxyden und Sulfiden folgende neue Resultate:

I. Elektrische Polarisation **und unipolare Leitung** ist an reinen Substanzen nicht nachzuweisen, und zwar weder direkt durch Messung der elektromotorischen Gegenkraft noch durch Vergleichung der Widerstände bei Messung mit Gleich- und Wechselstrom. Eine elektromotorische Kraft, die geringer als 0,1 Millivolt gewesen wäre, konnte nach der angewandten Methode nicht mit Sicherheit gemessen werden; größere als diese wurden bei keiner Substanz mit Ausnahme des Kupfersulfürs, dem eine andere Art von Leitung eigen ist, gefunden. Daß beide Erscheinungen, elektrische Polarisation und unipolare Leitung, nicht gefunden wurden, erklärt sich daraus, daß nur ganz homogenes Material verwandt wurde. Bei den Messungen mit Gleich- und Wechselstrom betrug der Unterschied zwischen den auf die beiden verschiedenen Arten gefundenen Werten für den Widerstand höchstens $\frac{1}{4}\,\%$, der Unterschied lag also im Bereich der möglichen Versuchsfehler. Bei höheren Temperaturen wurden bei folgenden Substanzen Vergleiche zwischen Wechsel- und Gleichstromwiderstand ausgeführt:

---

[1] Muraoka, Wied. Ann. **13**. 311. 1881.

Widerstand in Ohm gemessen.

Mineral	Temperatur	mit W.-Strom	mit Gl.-Strom
Pyrit, Traversella	183	60,0	60,1
	215	47,1	47,2
Eisenglanz, Elba			
∥ Achse	98,7	227,4	227,3
⊥ Achse	258	82,6	82,7
Markasit	202	19,4	19,5

Bei keiner von diesen Messungen konnten, wie die Tabelle zeigt, Unterschiede, die $\frac{1}{4}$ % übersteigen, nachgewiesen werden. Die Übereinstimmung zwischen Gleich- und Wechselstrom beweist nicht nur das Fehlen von elektrischer Polarisation, sondern auch die Kleinheit des Übergangswiderstandes. In einem Fall (vergl. p. 12) wurde dieser direkt gemessen.

II. Um einen Überblick über Widerstand und Temperaturkoeffizient der untersuchten Erze zu gewinnen, kann man die Logarithmen der absoluten Widerstände als Abszissen, die Logarithmen der absoluten Temperaturen als Ordinaten auftragen[1]. Die gefundenen Werte für den Molybdänglanz sind jedenfalls bei hohen Temperaturen nicht genau, zeigen aber im wesentlichen die gleiche Form wie die andern.

Bei Betrachtung der Kurven ergeben sich folgende Sätze: Es besteht ein Zusammenhang zwischen Widerstand und Temperaturkoeffizient, sowohl bei jeder einzelnen Substanz wie insgesamt, und zwar ist

1. der negative Temperaturkoeffizient um so größer, je größer der Widerstand ist. Es ist daher beim Zinnstein für die in ihm leitenden Teile ein geringerer spezifischer Widerstand anzunehmen, als aus den Dimensionen des Stabes berechnet wurde; denn der Temperaturkoeffizient zwischen 20 und 100° beträgt im Mittel 0,0028, während er in demselben Temperaturintervall beim Eisenglanz ⊥ Achse, der denselben Widerstand besitzt, ungefähr 0,00725, also fast dreimal so groß ist.

[1] Vergl. O. Reichenheim, l. c.

2. Unterhalb eines bestimmten Widerstandes (ungefähr 0,01 Ω), ist der Temperaturkoeffizient postiv, dies ist z. B. bei Bleiglanz der Fall.

Doch ist dieser Umkehrpunkt nicht für alle Substanzen genau der gleiche: Bei Pyrit wächst der Widerstand wieder, nachdem er bei ungefähr 0,02 Ω seinen geringsten Wert erreicht hat, während Eisenglanz bei diesem Widerstand noch einen negativen Temperaturkoeffizient zeigt. Doch ist letzteres vielleicht nur scheinbar und durch die Umwandlung in andere Modifikationen bei 620° (d'Ans) und 900° (Le Chatelier) bedingt.

3. Die Leitfähigkeit der hier untersuchten und wahrscheinlich aller festen Substanzen läßt sich, wie wir in einer physikalischen Zeitschrift ausführlich darlegen wollen, innerhalb der Fehlergrenzen der Messungen durch eine Formel darstellen, die aus den Grundannahmen der Elektronentheorie abgeleitet werden kann.

$$0 = \frac{\varepsilon^2 N_0 e^{-\frac{q}{T}} l_0}{\sqrt{8\frac{\alpha}{m}}\,(\sqrt{T} + A \cdot T^{1+b})} = \frac{c_1 e^{-\frac{c_2}{T}}}{1 + \alpha(T-273) \pm \beta(T-273)^2}$$

und

$$w = w_0(1 + \alpha t \pm \beta t^2) e^{c_2\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)}.$$

Hierin bedeuten t Temperaturen in Celsiusgrad, T und T_0 die absoluten Temperaturen, letztere T_0 bei 0° Celsius, α und β sind die Temperaturkoeffizienten von der Größe und dem Zeichen, wie sie Metallen eigen sind. α liegt also zwischen 0,003 und 0,005, β zwischen $+0{,}000008$ und $-0{,}000008$, c_2 ist die einzige ganz willkürliche Konstante, die zwischen 0 und $+\infty$ liegen kann, praktisch stets zwischen 0 und 3000 liegt.

Diese Formel umfaßt das Verhalten der Metalle, Sulfide, Oxyde etc. Bei niedrigerer Temperatur nimmt die Leitfähigkeit mit steigender Temperatur zu, bei höherer ab. Dazwischen liegt die Temperatur, bei der der Temperaturkoeffizient null wird. Für Metalle liegt diese Temperatur sehr tief; am höchsten noch für Eisen, wo sie unter Verwertung der neuesten Versuche von Dewar nach obiger Formel etwa 12°

absolut betragen könnte. Bei anderen Metallen näher am absoluten Nullpunkt, für Pyrit bei -30^0 C., für Eisenglanz über 1200^0 C.

Die Leitung wäre danach immer nur eine Elektronenleitung, die Zahl der Elektronen wird mit steigender Temperatur infolge Dissoziation größer: bei Metallen, bei Bleiglanz etc. ist die Mehrzahl bei gewöhnlicher Temperatur schon dissoziiert. Die Formel besitzt nur drei Konstanten und kann alle Beobachtungen von -185 bis $+500^0$ und darüber **(von Umwandlungen in andere Modifikationen abgesehen)** innerhalb der Fehlergrenzen darstellen, während z. B. eine früher verwandte 4konstantige Formel kaum von 0—100^0 für eine Substanz gültig ist und über 100^0 ganz falsche Werte gibt.

Selbstverständlich gilt diese Formel nicht, wenn elektrolytisch leitende Einlagerungen von Wasser, Salzlösungen etc. die Leitung bewirken.

4. Wie die Kurven beweisen, verläuft die Widerstandsänderung regelmäßig; zeigt sich plötzlich eine anomal große Änderung des Leitvermögens, so ist dies ein Zeichen, daß die Substanz in eine andere Modifikation übergeht, dies ist z. B. bei Kupfersulfür am Erweichungspunkt, wie Hittort ihn nennt, der Fall. Weil die Umwandlungsgeschwindigkeit von einer Modifikation in die andere eine endliche ist, so erleidet die Kurve keinen Sprung, sondern verläuft stetig, allerdings mit großer Änderung der Richtung[1]. Diese Erscheinung wurde auch bei Markasit und Pyrit verfolgt; und zwar beginnt die Umwandlung von Markasit, wie schon oben erwähnt, zwischen 250 und 300^0, die von Pyrit in die dritte Modifikation bei ungefähr 400^0. Je höher die Temperatur um so größer ist die Umwandlungsgeschwindigkeit. Ein Unterschied zwischen diesen Umwandlungen besteht darin, daß die von Pyrit in die dritte Modifikation umkehrbar ist, während dies bei der von Markasit in Pyrit nicht der Fall ist; Markasit behält auch nach der Abkühlung auf Zimmertemperatur einen Wider-

[1] Vergl. O. Reichenheim, l. c. p. 36.

stand von der Größenordnung des Pyrit. Daß man wirklich einen Übergang in eine andere Modifikation anzunehmen hat, beweist des weiteren die Neigung der Stäbe, nach der Erhitzung zu zerbröckeln.

III. Beijerinck[1] sagt: „Sowohl chemisch isomere, wie physikalisch allotrope Körper sind weit verschieden in ihrer Leitfähigkeit, während isomorphe Verbindungen viel weniger verschieden sind und unter sich nicht mehr differieren als z. B. verschiedene Metalle."

Unsere Messungen bestätigen die Richtigkeit dieses Satzes. Es steht also der Widerstand der Mineralien bei gegebener Temperatur ebenso mit ihrer Kristallform, wie mit ihrer chemischen Zusammensetzung in Beziehung.

Das beweisen auch die großen Widerstandsunterschiede in den verschiedenen Achsenrichtungen bei anisotropen Mineralien (z. B. Eisenglanz, Markasit), dann das verschieden große Leitvermögen isomerer Substanzen (wie Markasit und Pyrit) und schließlich Unterschiede ein und derselben Substanz in kristallisiertem und amorphem Zustand (Bleiglanz und Bleisulfid). Ferner gibt es eine Beziehung zwischen der Leitfähigkeit der Oxyde und Sulfide der Metalle und der Stellung der betreffenden Metalle im periodischen System. Es scheint auch, von wenigen unsicheren Ausnahmen abgesehen, der Satz zu gelten, daß paramagnetische Verbindungen bei gewöhnlicher Temperatur weit besser leiten als diamagnetische.

IV. Inwieweit die Maxwell'sche Beziehung zwischen elektrischem Leitvermögen und Absorptionsvermögen für langwellige Strahlung erfüllt ist, haben wir an anderer Stelle[2] besprochen.

Freiburg i. B.

---

[1] F. Beijerinck, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. 469. 1897.

[2] J. Königsberger und O. Reichenheim, Centralbl. f. Min. etc. p. 461. 1905.

Anhang.

Über einige Fälle von Polymorphie und Isomerie und deren Bedeutung für die Entstehungstemperatur der Mineralien.

Wie p. 37 gezeigt, läßt sich auf elektrischem Wege die schon früher bekannte Umwandlung von Markasit in Pyrit nachweisen; die Umwandlungstemperatur liegt zwischen 250° und 300°. Um sie genau zu bestimmen, müßte der Körper tagelang auf konstanter Temperatur gehalten und beobachtet werden, bei welcher eine dauernde Widerstandsänderung eintritt. Doch hat dies aus folgenden Gründen wenig Wert:

Die Umwandlung von Markasit in Pyrit ist irreversibel, bei der Abkühlung bleibt die hohe Leitfähigkeit und das spezifische Gewicht des Pyrits, also liegt Monotropie nach der Bezeichnungsweise von O. Lehmann vor. Der Schmelzpunkt (über 600°) liegt bedeutend höher als der Umwandlungspunkt. Daher kann die Monotropie nach den Darlegungen von W. Ostwald nur eine scheinbare sein. Entweder liegt chemische Isomerie vor oder es geht die Verwandlung in einer Richtung, hier in der von niederen Temperaturen, äußerst langsam vor sich[1]. Ist letzteres der Fall, so ist eben auch der Umwandlungspunkt von 250° von Markasit in Pyrit ein scheinbarer, bedingt durch die Erhöhung der Umwandlungsgeschwindigkeit mit steigender Temperatur; der Punkt liegt vielleicht viel tiefer, wäre aber nur in sehr langen Zeiträumen nachzuweisen. Ein ähnlicher Fall ist die Umwandlung von Quarz in Tridymit; auch diese ist monotrop, reversibel wird sie, wie W. J. Müller und der eine von uns festgestellt haben, wenn man einen chemischen Prozeß zu Hilfe nimmt. Bei langsamer Abkühlung scheidet sich aus Lösungen von Natriumcarbonat oberhalb 200° und unter 420° Kieselsäureanhydrid als Quarz aus. Dieser wird durch langes Erhitzen bei Weißglut in Tridymit verwandelt, der Tridymit bei 110° in Natroncarbonat gelöst und aus dieser Lösung kann wieder Quarz gewonnen werden. Der Tridymit entsteht aus Lösungen unter 420° nur durch Boden-

[1] Wir kennen sowohl Pyrit wie Markasit aus unveränderten Trias- und Kreideschichten.

körperreaktion (Zersetzung von Silikaten, Deshydratation von Kieselsäurehydrat etc.). Bei diesen beiden Umwandlungen (Quarz-Tridymit, Markasit-Pyrit) wie in vielen anderen Fällen scheint wegen des monotropen Verhaltens und wegen der starken Verschiedenheit im chemischen Verhalten (Angreifbarkeit durch Basen etc.) chemische Isomerie mindestens so wahrscheinlich wie die Polymorphie[1]. Doch wollen wir die theoretische Seite dieser viel diskutierten Fragen nicht berühren, sondern nur unsere Versuche aufzählen.

Pyrit, natürlich oder indirekt aus Markasit erhalten, ändert oberhalb von 340° sein Leitvermögen; es wächst innerhalb eines kleinen Temperaturintervalles etwa um das 10fache. Dieser Vorgang ist reversibel. Da letztere Umwandlung bisher nicht bekannt war, haben wir sie noch auf anderem Wege an einem Pyrit von Brosso (Traversella) und einem elektrischen untersuchten von der Val Giuf studiert. Die Kristalle werden auf einen Kupferklotz festgekittet und in eine justierbare Erhitzungsvorrichtung[2] unter dem Mikroskop eingeschoben. Von oben wurde beleuchtet und das reflektierte Licht auf seinen Polarisationszustand untersucht[3], wobei gleichzeitig die vergrößerte Fläche scharf eingestellt wurde. Ein starker Stickstoffstrom muß durchgeleitet werden, da sonst oberhalb von 100° leicht Oxydation eintritt. Zwischen 345° und 360° traten an der ebenen Pyritoederfläche des Kristalls von Brosso herzförmig gestaltete Vertiefungen auf, die nach 1 Stunde die Fläche größtenteils bedeckt haben. Weder Reflexionsvermögen der Fläche noch Isotropie haben sich merklich geändert; der Pyrit ist also regulär geblieben. Bei Abkühlung prägen sich die Vertiefungen noch deutlicher aus. Also wird wohl auch eine geringe Volumänderung stattfinden. Am sichersten ließe sich diese dilatometrisch nachweisen nach der Methode von Le Chatelier. Der Pyrit von Val Giuf zeigte auf einer sehr gut polierten Würfelfläche bei 370° ebenfalls Vertiefungen, die erst reliefartig aussehen und nach 2 Stunden tiefere Löcher und Risse des Kristalles bilden. Das optische Verhalten bleibt auch auf dieser Fläche isotrop.

[1] Vergl. auch W. J. Müller, Zeitschr. f. phys. Chem. **31**. 359. 1899.
[2] Vergl. Centralbl. f. Min. etc. p. 72. 1906.
[3] Vergl. Centralbl. f. Min. etc. p. 95. 1901.

Dadurch scheint die Umwandlung in eine dritte Modifikation oberhalb von 350° sichergestellt. Der Vorgang ist enantiotrop.

Bei Eisenglanz ist ebenfalls eine Umwandlung zu beobachten. Nach Erhitzung auf 800° war der Stab an der Oberfläche etwas verändert. Sein Widerstand parallel der Achse war nach der Abkühlung gleich dem wahren mittleren Wert für den Widerstand parallel und senkrecht zur Achse geworden, den der Stab vorher bei Zimmertemperatur gezeigt hatte. Demnach ist Umlagerung in eine andere vielleicht reguläre Anordnung bei der höheren Temperatur wahrscheinlich; nach der Abkühlung besaß der Stab eine Struktur wie sie die in rhombischen Schwefel umgewandelte monoklinen Schwefelnadeln zeigen. Aus anderen Gründen haben schon Moissan, Malaguti, d'Ans das Vorhandensein einer zweiten Modifikation ob 620° angenommen. Der Vorgang scheint nach obigem enantriotop zu sein.

Eine Anwendung auf mineralogische und petrographische Fragen liegt nahe. Da die Umwandlungen einer festen Substanz nur von Druck und Temperatur abhängt, der Einfluß des Druckes in Atmosphären aber etwa den hundertsten häufig noch viel kleineren Teil (namentlich bei den hier beobachteten sehr geringen Volumenänderungen) des Temperatureinflusses in Celsius betragen muß, so wäre die maximale Entstehungstemperatur der betreffenden Mineralien gegeben. In der Tat treffen wir auch weder Markasit noch Pyrit noch Eisenglanz als primäre Bestandteile von Eruptivgesteinen, und dies stimmt zu den unter 800° gelegenen Umwandlungstemperaturen. Markasit ist sicher unter 250° entstanden. Doch für die beiden erstgenannten Mineralien ist der Schluß nicht zwingend; denn Umwandlungen mit derartig kleinen Volumänderungen könnten namentlich, wenn die Temperatur nur langsam steigt, unter Beibehaltung der äußeren Form eintreten. Für Eisenglanz ist dies allerdings wenig wahrscheinlich, da die Symmetrie seines optischen und elektrischen Verhaltens durchaus dem kristallographischen entspricht. Die zweite Modifikation

aber muß eine andere Raumanordnung besitzen, da nach Abkühlung die Stäbe nicht mehr verschiedene Leitfähigkeit parallel und senkrecht der Achse zeigen, sondern eine solche, die einer regellosen Anordnung vieler kleiner Kristalle entsprechen würde. Malaguti gibt ziemlich große Dichteunterschiede an; doch hat er die Änderung nur an Pulvern beobachtet und fand sie irreversibel. Der Eisenglanz hat viel größeres spezifisches Gewicht als die beiden Modifikationen von Malaguti. Moissan spricht nur von pulverförmigen Fe_3O_4, nicht von Fe_2O_3. Indes scheint durch die Messungen von d'Ans (l. c.) die Existenz einer zweiten wesentlich verschiedenen Modifikation ob 620° in Übereinstimmung mit unsern Versuchen als wahrscheinlich. Für Pyrit ist die enantiotrope Umwandlung in eine andere Modifikation über 360° sicher gestellt, aber die Volumänderungen sind klein, das Kristallsystem bleibt unverändert. Ob die Verschlechterung der Oberfläche bei langsamerer Temperaturänderung, also langsamer Umwandlung eingetreten wäre, ist fraglich. Wir kennen Mineralien, so Borazit, der bei 266° in die reguläre Modifikation übergeht, die ihre äußere Form beibehalten, und deren Oberfläche häufig keine Unregelmäßigkeiten zeigt. Allerdings ist dort die Volumänderung, wie aus den Versuchen von Meyerhoffer[1] folgt, eine äußerst geringe. Zahlreiche Beispiele, wo die Umwandlung sich nur aus optischen Anomalien zu erkennen gibt, sind durch die Untersuchungen von Mallard, Baumhauer und namentlich C. Klein bekannt geworden. Ein anderes interessantes noch wenig beachtetes Beispiel bietet Quarz. Le Chatelier[2] hat gefunden, daß alle Quarzsorten bei 570° ihr Volum beträchtlich und zwar, wie sich aus seinen Zahlen berechnen läßt, etwa um ein Hundertstel vermehren. Gleichwohl bleiben Kristallform und auch Drehungsvermögen qualitativ gleich, wenn auch quantitativ eine Diskontinuität auftritt, und bei sehr vorsichtiger Erhitzung kann man einzelne Platten umwandeln, ohne daß sie Risse bekommen. Wir dürfen also kaum annehmen, daß der Quarz in der Natur stets unter 570° entstanden sein muß. Nur bei größeren Volumänderungen wird auch bei Erhaltung des Kristallsystems eine durchgreifende Änderung ein-

[1] W. Meyerhoffer, Zeitschr. f. phys. Chem. **19**. 661. 1889.

[2] Le Chatelier, Compt. rend. **109**. 266. 1889; **110**. 410. 1890.

treten. Wie uns Versuche zeigten, werden Anatas und Brookit durch Erhitzen auf schwache Rotglut dauernd in eine trübe aus Rutil bestehende Masse umgewandelt.

Fassen wir die Beobachtungen zusammen, so zeigt sich, daß die elektrische Methode der Messung der Leitfähigkeit sehr empfindlich ist und Umwandlungspunkte genau zu bestimmen erlaubt. Auch solche Änderungen lassen sich leicht wahrnehmen, die auf anderem Wege nur schwer und unsicher festzustellen sind. Im allgemeinen gibt aber der Umwandlungspunkt einer Modifikation in eine andere noch keinen Anhaltspunkt für die Bildungstemperatur eines Minerals. Das Studium der optischen Anomalien hat das Vorhandensein einer unteren Grenze in vielen Fällen wahrscheinlich gemacht. Nur wenn Monotropie vorliegt, wie im obigen für einige Mineralien gezeigt wurde, läßt sich auch eine obere Grenze für die Bildungstemperatur angeben.

Die Milchmolaren der Sirenen.

Von

O. Abel in Wien.

Mit 1 Textfigur.

Zu den auffallendsten Eigentümlichkeiten des Sirenengebisses gehört die progressive Reduktion des Ersatzgebisses und der dadurch bedingte Übergang von der Diphyodontie zur Monophyodontie. Während bei den ältesten Sirenen des unteren Mitteleocäns noch ein regulärer Zahnwechsel stattfindet, werden im Verlaufe der phylogenetischen Entwicklung die Ersatzzähne mehr und mehr unterdrückt, bis beim Dugong[1] die Monophyodontie beinahe vollständig geworden ist.

In meinen Studien über die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs[2] wagte ich den Versuch einer Aufklärung der Phylogenese des Sirenengebisses. Fortgesetzte Untersuchungen haben mich davon überzeugt, daß meine Auffassung in zwei wichtigen Punkten modifiziert werden muß.

Die Formel für das permanente Gebiß von *Eotherium aegyptiacum* Ow. gab ich mit $3 . 1 . 6 . 3$[3] für den Zwischen- und Oberkiefer an. Der Schädel dieser Sirene, welche von *E. aegyptiacum* Ow. zu trennen ist und welche den Typus einer

[1] W. Kükenthal, Vergleichend-anatomische und entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen an Sirenen. Denkschr. d. med.-naturw. Ges. zu Jena. 7. (Semon, Forschungsreisen in Australien. **4**. Lief. 1.) Jena 1897. p. 68—75.

[2] Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. in Wien. **19**. 2. Heft. Wien 1904. p. 1—223.

[3] Ibid. p. 159. — Die phylogenetische Entwicklung des Cetaceengebisses etc. Verh. Deutsch. Zool. Ges. 1905. p. 89.

neuen Gattung und Art darstellt (*Protosiren Fraasi*)[1], gehört einem zwar alten Tiere an, wie die abgekauten Molaren beweisen, aber in der Region der Prämolaren sind noch Alveolen zweier Milchzähne zu beobachten. Diese Alveolen in dem Kiefer eines erwachsenen Tieres führten mich zu der Meinung, daß bei dieser Sirene aus dem unteren Mitteleocän Ägyptens nicht vier, sondern sechs Prämolaren vorhanden gewesen seien. Die richtig gestellte Zahnformel für den Ober- und Zwischenkiefer von *Protosiren Fraasi* hat zu lauten: 3 . 1 . 4 . 3.

Der zweite Punkt, welcher einer Richtigstellung bedarf, bezieht sich auf die Zahl der Molaren bei den jüngeren tertiären Sirenen und dem Dugong.

Es wurde bisher ganz allgemein angenommen, daß *Eosiren*, *Halitherium*, *Metaxytherium*, *Miosiren* und *Rhytiodus* vier Molaren im Oberkiefer besessen haben. Von diesem Grundsatze ausgehend, wies ich den Gattungen *Halianassa*, *Felsinotherium* und *Halicore* fünf Molaren zu[2] und vertrat die Auffassung, daß die Vermehrung der Molarenzahl von drei auf vier und endlich auf fünf durch die langsam fortschreitende Molarisierung der Prämolaren zu erklären sei[3].

Die Sache liegt aber ganz anders. Die vier Molaren von *Halitherium* umfassen die drei echten Molaren und den letzten Milchmolaren, welcher nicht mehr gewechselt wird. Infolgedessen weist auch *Halitherium* nicht mehr vier, sondern nur drei Prämolaren im Oberkiefer auf. Es handelt sich also um eine Reduktion des Ersatzgebisses, welche am hinteren Ende der permanenten (dritten) Dentition beginnt und nach vorne vorschreitet; bei *Felsinotherium* sind zwei Milchmolaren und drei Molaren, zusammen also fünf Backenzähne derselben Dentition gleichzeitig funktionell, während die Prämolaren des Ersatzgebisses total unterdrückt sind.

Mit diesen Milchmolaren wollen wir uns nun etwas eingehender beschäftigen. Die ausführliche Darlegung dieser Frage bleibt jedoch der in Vorbereitung befindlichen Monographie der eocänen Sirenen der Mittelmeerregion vorbehalten.

Wenn wir zunächst von dem bisher stets als M_1 ge-

[1] Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. l. c. p. 214.
[2] Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. l. c. p. 159 u. 162.
[3] Ibid. p. 159—160.

deuteten letzten Milchzahn von *Eosiren*, *Halitherium*, *Metaxytherium*, *Miosiren* und *Rhytiodus* absehen, so liegen über die Milchmolaren der tertiären Sirenen nur sehr dürftige Daten vor.

R. Lydekker beschrieb im Jahre 1892[1] unter dem Namen *Prorastoma veronense* ein Kieferstück mit zwei kleinen Oberkieferzähnen aus dem Eocän (nach Lydekker Oligocän) des Monte Grumi bei Vicenza und deutete diese als die beiden letzten Milchzähne des *Halitherium veronense*. Ich konnte das Original in London studieren und den mir von Herrn A. Smith-Woodward in liebenswürdigster Weise übersandten Gipsabguß mit jenen Resten vergleichen, welche E. Suess im mitteleocänen Nummulitenkalk des Monte Zuello bei Ronca gesammelt hatte. Es ergab sich aus diesen Vergleichen, daß es sich in den Resten vom Monte Grumi nicht um die Milchzähne des *H. veronense* handelt, sondern daß sie den letzten Milchmolaren einer bisher nicht näher bekannt gewesenen kleinen Sirene entsprechen, welche unter dem Namen *Mesosiren Dolloi*[2] von den übrigen alttertiären Sirenen abzutrennen ist und von welcher mir aus dem Eocän vom Monte Zuello mehrere wichtige Reste vorliegen.

Eines dieser Kieferfragmente vom Monte Zuello (Fig. 1) umfaßt alle drei Milchmolaren und den ersten Molaren des linken Oberkiefers. Der relativ gute Erhaltungszustand der Milchzähne beweist, daß wir in diesem Reste den Oberkiefer eines noch sehr jungen Tieres zu erblicken haben.

Der vorderste der vier Backenzähne dieses Kieferrestes (Fig. 1 md_3) ist durch den Besitz von drei hintereinanderstehenden Außenhöckern ausgezeichnet, von welchen der vorderste tief abgekaut und der mittlere der höchste und stärkste ist. Diese drei Höcker bilden die Außenwand der Krone.

Aus den vorhandenen Resten einer scharfen Längskante in den Vertiefungen zwischen den Höckern darf man ver-

[1] R. Lydekker, On a remarkable Sirenian Jaw from the Oligocene of Italy, and its bearing on the Evolution of the Sirenia. P. Z. S. London 1892. p. 77. Der von Lydekker in Fig. 1 als Metakon bezeichnete Höcker ist der Metaconulus.

[2] Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. l. c. p. 214 *(Protosiren Dolloi)*.

muten, daß diese drei Höcker in ebensolcher Weise wie am md_2 sup. von *Acotherulum saturninum*[1] durch eine zusammenhängende „Gipsnaht" verbunden waren.

Der Zahn besitzt eine auffallend gestreckte Form, wie sie den Molaren dieser und aller anderen Sirenen durchaus fremd ist.

Betrachten wir die Kaufläche, welche sich von dem mittleren Höcker, dem Haupthöcker, gegen die Innenwand des Zahnes hinüberzieht, so sehen wir, daß unmittelbar an den Haupthöcker ein kleinerer Innenhöcker angelehnt war (Fig. 1 md_3, pl).

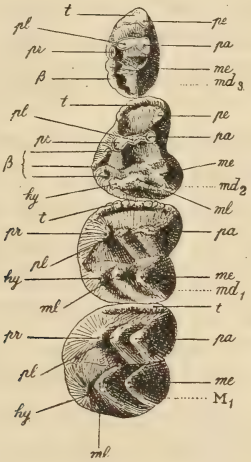


Fig. 1. *Mesosiren Dolloi* Abel. Mitteleocän des Monte Zuello bei Ronca (Oberitalien). Die drei Milchmolaren und der erste Molar (md_3—M_1) des linken Oberkiefers eines jungen Tieres. Natürliche Größe. Erklärung der Abkürzungen: md_3 = vorderster Milchmolar. md_2 = mittlerer Milchmolar. md_1 = hinterer Milchmolar. M_1 = erster Molar. pe = Pelakon. pa = Parakon. pl = Protoconulus. pr = Protokon. hy = Hypokon. ml = Metaconulus. me = Metakon. t = vorderes Cingulum. β = inneres Cingulum.

Mit diesem Höcker beginnt ein Kranz kleiner Höcker, der sich als inneres Cingulum bis an das hintere Ende des Zahnes zieht und an der vom hinteren Außenhügel herabziehenden Kante sein Ende findet (Fig. 1 md_3, β).

[1] W. Kowalevsky, Monographie der Gattung *Anthracotherium* Cuv. und Versuch einer natürlichen Klassifikation der fossilen Huftiere. Palaeontographica. **22**. Taf. VIII Fig. 66. — H. G. Stehlin, Über die Geschichte des Suidengebisses. Abh. d. Schweiz. paläont. Ges. **26**. 1899. p. 214.

Zwischen dem hinteren Außenhöcker (Fig. 1 md_3, me) und dem inneren Cingulum ist kein Höcker entwickelt, so daß diesem Milchmolaren die Doppeljochform vollständig fehlt.

Der vorletzte Milchmolar (Fig. 1 md_2) ist ganz verschieden gestaltet und bildet in seiner Kronenform ein Bindeglied zwischen dem ersten und letzten Milchmolaren.

Auch an diesem Zahne sind drei Außenhöcker zu beobachten, doch ist der vordere (Fig. 1 md_2, pe) viel kleiner als am vorhergehenden Milchmolaren. Die beiden hinteren Außenhöcker sind weiter auseinandergezogen und der hintere (Fig. 1 md_2, me) springt stark nach außen vor, so daß der Kronenumriß dreieckig wird. Der mittlere Höcker ist nicht so hoch wie am vordersten Milchmolaren; der vordere Außenhöcker lehnt sich dicht an den vorderen Abfall des mittleren Außenhöckers an.

Es ist jeder Zweifel daran ausgeschlossen, daß die drei Außenhöcker der beiden Milchmolaren homologe Bildungen sind. Für die Beurteilung der übrigen Höcker des md_3 und der Molaren ist dies von großer Wichtigkeit.

Im md_3 schließt sich an den mittleren Außenhöcker ein kleinerer Innenhöcker an, welcher sich in das innere Cingulum fortsetzt. Im md_2 ist dieser Höcker gleichfalls vorhanden (Fig. 1 md_2, pl), aber aus dem Cingulum hat sich ein weiterer Höcker abgespalten (Fig. 1 md_2, pr), so daß wir in diesem Zahn nunmehr drei in einer Querreihe stehende Höcker zu unterscheiden haben (Fig. 1 md_2, pa, pl, pr).

Vom vorderen Außenhöcker zieht sich, durch einen weiten Zwischenraum vom vorderen Querjoch getrennt, ein perlschnurartig gekörntes Cingulum um das Vordereck der Krone. Das innere Cingulum ist auch am md_2 vorhanden, ist aber im Vergleiche zu seinem Verlaufe am md_3 rückgebildet.

Im md_3 ist der hintere Außenhöcker (me) groß und steht vollkommen isoliert. Der Zahn ist an dieser Stelle sehr schmal.

Im Gegensatze zum md_3 ist der md_2 an dieser Stelle jedoch am breitesten; der Außenhöcker (me) ist stark nach außen geschoben und an seine Innenreihe heftet sich ein Höcker an, welcher dem md_3 fehlt (Fig. 1 md_2, ml). An diesen lehnt sich unmittelbar ein großer Innenhöcker an (hy).

Wir sehen also, daß im Gegensatze zum md_3 im md_2 je

drei Höcker in zwei Querreihen angeordnet sind, wodurch dieser Milchmolar eine molarenähnliche Struktur erhält.

Wenn wir den Innenhöcker der hinteren Querreihe am md_2 genauer betrachten, so sehen wir, daß sich an seiner Vorder- und Innenwand ein kleiner Schmelzzapfen anheftet, welcher seiner Lage nach dem inneren Cingulum (β) des md_3 entspricht. Von der Spitze des hinteren Innenhöckers (hy) aber zieht sich ein perlschnurartiges Schmelzband schräge zur Basis des hinteren Außenhöckers hinab, das also in seinem Verlaufe dieselbe Richtung und Lage wie das innere Cingulum des md_3 einhält.

Am md_1 finden wir, abgesehen von dem veränderten Umriß der Krone, dieselben Höcker in derselben Anordnung wieder: drei Höcker in der Vorderreihe, drei Höcker in der Hinterreihe (vordere Höcker: pa, pl, pr; hintere Höcker: me, ml, hy). Dieser letzte Milchmolar ist also ein typisch sextuberkulärer Zahn, der die Grundform der Sirenenmolaren bildet.

Der vordere Außenhöcker (pe) ist jedoch an diesem Zahne nicht mehr vorhanden. Von der Spitze des Außenhöckers der vorderen Höckerreihe (pa) läuft eine Kante nach vorne und unten, welche in das vordere Cingulum (t) übergeht. Das letztere ist am md_1 der vorderen queren Höckerreihe weit mehr genähert, als dies am md_2 der Fall war; noch mehr genähert ist es am ersten Molaren (Fig. 1 M_1, t).

An der inneren Pforte des Quertales ist am M_1 noch eine Spur des inneren Cingulums wahrzunehmen.

Die Höcker der sextuberkulären Molaren werden nach der Terminologie Osborn's folgendermaßen bezeichnet:

I. Vordere Querreihe.	1. Vorderer Außenhöcker: Parakon (pa).
	2. Vorderer Zwischenhöcker: Protoconulus (pl).
	3. Vorderer Innenhöcker: Protokon (pr).
II. Hintere Querreihe.	4. Hinterer Außenhöcker: Metakon (me).
	5. Hinterer Zwischenhöcker: Metaconulus (ml).
	6. Hinterer Innenhöcker: Hypokon (hy).

Daß ein scharfer morphologischer Unterschied im Höckerbaue der Molaren und Milchmolaren bei *Mesosiren Dolloi* nicht vorhanden ist, geht aus dem Verhalten der Höcker am vorletzten Milchmolaren dieser Sirene auf das klarste hervor, da wir im hinteren Teile dieses Zahnes genau dieselben sechs

Höcker wiederfinden wie an den Molaren. Wir haben daher auf diese Höcker genau dieselbe Terminologie wie für die Molarenhöcker in Anwendung zu bringen.

Ganz fremdartig steht den Molaren der vorderste Milchmolar gegenüber.

Vergleichen wir aber die beiden vorderen Milchmolaren untereinander, so sehen wir, daß sich die beiden hinteren Außenhöcker des md_3 ganz ungezwungen mit den entsprechenden Höckern des md_2 und somit auch mit denen des md_1 homologisieren lassen.

Der hintere Außenhöcker ist in allen Zähnen derselbe; es ist der Metakon. Der mittlere Außenhöcker des md_3 entspricht dem mittleren Außenhöcker des md_2 und somit dem vorderen Außenhöcker des md_1: es ist der Parakon. Der vordere Außenhöcker des md_3 und des md_2 ist aber den Molaren fremd; ich will diesen Höcker Pelakon nennen.

Auf diese Weise erscheint also der Parakon als der mittlere Höcker und der Haupthöcker der drei Außenhöcker des md_3.

Der Metaconulus fehlt dem md_3 vollständig. Dagegen ist an der Innenseite des Parakons schon an diesem Zahne ein Höcker vorhanden, der dem Protoconulus des md_2 und md_1 sowie der Molaren entspricht; an ihn schließt sich das Basalband (β) an, aus welchem sich ein Höcker zu isolieren beginnt, der im md_2 selbständig ist, nämlich der Protokon (Fig. 1 md_3, pr).

Wir stehen nunmehr vor der fundamentalen Frage nach der Grundform der Molaren.

Nach Osborn ist der älteste Höcker des Säugetierzahns der Protokon. Ontogenetische Untersuchungen von G. Röse [1], H. W. Marett Tims [2] und J. Taeker [3] haben uns jedoch darüber aufgeklärt, daß in den Oberkiefermolaren der Primaten, Marsupialier, Carnivoren und Ungulaten nicht der Proto-

[1] G. Röse, Über die Zahnentwicklung der Beuteltiere. Anat. Anz. **7**. 1892. p. 693.

[2] H. W. Marett Tims, On the Tooth-Genesis in the Canidae. Journ. of the Linnean Soc., Zoology. **25**. No. 164. London 1896. p. 445—480.

[3] J. Taeker, Zur Kenntnis der Odontogenese bei Ungulaten. Inaug.-Diss. Dorpat 1892.

kon, sondern der Parakon zuerst angelegt wird und sonach als der phylogenetisch älteste Höcker bezeichnet werden muß.

Dieser Befund stimmt mit der Tatsache, daß an dem md_3 von *Mesosiren Dolloi* der Parakon als der Haupthöcker erscheint, vollkommen überein.

Damit ist aber die Frage nicht entschieden, ob wir in den Kronenformen der Milchmolaren den Ausgangspunkt für die Kronenformen der Molaren zu erblicken haben.

Über die morphologische Bedeutung der Milchmolaren sind die Ansichten der Odontologen noch sehr geteilt. Während die einen in den Milchmolaren Zahnformen zu sehen glauben, welche uns die ältesten Zahntypen vor Augen führen, werden sie von anderen als Zahntypen betrachtet, welche sich unabhängig von den Molaren einseitig hochgradig spezialisiert haben.

H. G. Stehlin vertritt in seiner Geschichte des Suidengebisses die Meinung, daß die Molaren auf den trituberkulären Typus zurückgehen[1], während die Milchmolaren direkt aus dem linearen dreispitzigen Typus von *Triconodon* abzuleiten sind[2]. Diese Theorie beruht auf der Annahme, daß Milchmolaren und Molaren verschiedenwertige Elemente des Säugetiergebisses sind; es ist jedoch kein Zweifel mehr daran möglich, daß Milchmolaren und Molaren zu derselben Dentition, nämlich zur laktealen gehören, während das Ersatzgebiß der jüngeren permanenten Dentition entspricht.

Es ist daher auch unrichtig, für die Milchmolaren eine andere Höckerterminologie als für die Molaren anzuwenden und die von Scott[3] für die Prämolaren vorgeschlagene Nomenklatur einzuführen. Das Milchgebiß von *Mesosiren Dolloi* zeigt deutlich, daß zwischen Milchmolaren und Molaren nur graduelle Unterschiede in der Spezialisation bestehen. Den Molaren vollständig fremd ist nur das von mir als Pelakon bezeichnete Höckerelement, welches von Stehlin als „Vorderknospe" bezeichnet wird.

[1] H. G. Stehlin, l. c. p. 28.

[2] H. G. Stehlin, l. c. p. 226.

[3] W. B. Scott, The Evolution of the Premolar Teeth in the Mammals. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia 1892. p. 405.

Für die Beurteilung der Frage, ob die Milchmolaren phylogenetisch ältere Zahntypen als die Molaren repräsentieren, ist wohl der Vergleich mit verwandten Formen sehr wichtig.

Bei den Suiden sind nach den Untersuchungen Stehlin's die Milchmolaren des Oberkiefers ganz ähnlich wie bei den alttertiären Sirenen gebaut.

Das Milchgebiß von *Sus scrofa* verhält sich zum Dauergebiß wie „ein kleines spärlich ausgestattetes Instrumentarium zu einem reich ausgestatteten“ [1]. Auch im Milchgebiß läßt sich ein prämolarer und molarer Abschnitt der Funktion nach unterscheiden; die Grenze zwischen beiden geht mitten durch den md_2 [2].

Wie bei den Sirenen ist auch bei den Suiden die Form dieses Zahnes dem Dauergebiß fremd, ebenso die Form des md_3.

Das Vorderende des md_2 wird bei *Sus scrofa* von einem komprimierten Hügel gebildet, der aber nur am Vorderabhang scharf ist, während sich am Hinterrand zwei divergierende Kanten in das Tal hinabziehen, um ihre Fortsetzung in Kanten zu finden, welche nach den Spitzen der beiden Hinterhügel emporsteigen. Auf der Innenseite ist ein stark gekerbtes Cingulum vorhanden, welches in ähnlicher Weise wie bei *Mesosiren* verläuft.

Die Details der Höckerstruktur des letzten oberen Milchmolaren bei Suiden sind denen der Molaren analog, nur sind die Außenhöcker weiter auseinandergeschoben.

Die verwandten Formen unter den Suiden rücken sich nach Stehlin merklich näher, wenn man sie nach ihrer Milchbezahnung vergleicht, und es verhält sich also das Milchgebiß viel indifferenter als das Dauergebiß [3].

Nicht alle Suiden zeigen den Milchmolarentypus des md_2 von Sus; bei *Dicotyles* ist der prämolare Teil des Milchgebisses schon in hohem Grade molarisiert [4].

[1] H. G. Stehlin, l. c. p. 203.
[2] H. G. Stehlin, l. c. p. 204.
[3] H. G. Stehlin, l. c. p. 206.
[4] H. G. Stehlin, l. c. p. 208.

Sehr auffallend ist die Erscheinung, daß bei den eocänen Suiden die Vorderknospe (Pelakon) des vorletzten oberen md_2 geradezu die Bedeutung eines Haupthügels erlangt, während bei den jüngeren Suiden dieser Höcker kleiner ist[1].

Dies deutet doch wohl darauf hin, daß der Pelakon ein altertümliches Merkmal des Milchgebisses repräsentiert. Bei *Choeromorus helveticus minor* umgreift das Cingulum sogar den Pelakon, wodurch derselbe „vollends zu einem eigentlichen Kronenelement erhoben wird“[2].

Es ist gewiß sehr beachtenswert, daß in der Milchmolarenstruktur der eocänen Suiden und der eocänen Sirenen eine so große Ähnlichkeit besteht, und es berechtigt diese Erscheinung dazu, die Frage nach der phylogenetischen Bedeutung der Milchmolaren nicht aus dem Auge zu verlieren. Daß der Haupthöcker der vorderen Milchmolaren nicht der Protokon, sondern der Parakon ist, weist auf ein primitiveres Verhalten hin, ebenso die Übereinstimmung im Kronenbaue der Suiden und Sirenen. Anderseits muß man berücksichtigen, daß die Milchmolaren in ihrer Spezialisation andere Wege als die Molaren eingeschlagen haben.

Wir kehren zu den Sirenen zurück.

Eine *Mesosiren* verwandte Type vom gleichen Fundort und von gleichem Alter ist *Paraliosiren Suessi* n. f. Der md_3 ist bei dem vorliegenden Reste stark usiert; er unterscheidet sich durch den Besitz eines deutlichen Hinterjoches und mittleren Quertales vom md_3 bei *Mesosiren*, ist also molarenähnlicher als bei *Mesosiren*. *Paraliosiren* steht somit im Baue seines md_3 dem md_2 von *Mesosiren* näher und es ist zu beachten, daß *Paraliosiren* auch in anderer Hinsicht zweifellos eine höhere Spezialisationsstufe als *Mesosiren* einnimmt.

Bei *Protosiren* werden die Milchzähne sämtlich durch Prämolaren des Ersatzgebisses verdrängt.

Dies findet bei jüngeren Sirenen, unter welchen ich nur *Halitherium* nennen will, nicht mehr statt. Bei dieser Type wird der letzte Milchmolar nicht mehr durch einen Prämolaren (P_4) ersetzt, sondern nur die vorderen Milchmolaren.

[1] H. G. Stehlin, l. c. p. 214.

[2] H. G. Stehlin, l. c. p. 215.

Infolgedessen kommen im Oberkiefer nur noch P_1, P_2 und P_3 zur Entwicklung.

Daß es sich in dem vordersten der vier Backenzähne von *Halitherium Schinzi* wirklich nur um einen Milchzahn handeln kann, geht aus dem hohen Abkauungsgrad dieser Zähne und dem Verlust derselben im höheren Alter hervor. Stets ist dieser Zahn tiefer abgekaut als der M_1 und muß sonach vor demselben durchgebrochen sein. Die Abbildung eines *Halitherium*-Kiefers bei Kaup[1] zeigt diese Erscheinung vollkommen klar.

Bei *Felsinotherium* sind sämtliche Prämolaren unterdrückt, so daß auch der vorletzte Milchzahn lange Zeit hindurch in Funktion bleibt. An dem Capellini'schen Original ist im rechten Oberkiefer nur ein unscheinbarer Stummel vom md_2 vorhanden[2].

Beim Dugong sind gleichfalls die Prämolaren unterdrückt. Daraus erklärt es sich, daß das Gebiß dieser Sirene aus 5—6 Backenzähnen besteht; es treten eben zu den drei Molaren noch die Milchzähne hinzu, welche neben den Molaren in Funktion stehen.

Auf diese Weise wird das ursprünglich diphyodonte Sirenengebiß langsam in ein monophyodontes umgewandelt, und zwar beginnt die Reduktion des Ersatzgebisses am hinteren Ende der Prämolarenreihe, so daß wir die Formel für das obere definitive Gebiß von *Halitherium Schinzi* in folgender Weise zu schreiben haben:

$$I_1 . P_1 . P_2 . P_3 . md_1 . M_1 . M_2 . M_3,$$

während dieselbe Formel für *Felsinotherium Forestii* lautet:

$$I_1 . md_2 . md_1 . M_1 . M_2 . M_3.$$

Die Zahl der Milchmolaren beträgt bei *Halicore tabernaculi* drei, ist also ebensogroß wie bei den ältesten Sirenen.

---

[1] J. J. Kaup, Beiträge zur näheren Kenntnis der urweltlichen Säugetiere. 5. Heft. Darmstadt 1861. Taf. V Fig. 1 und 1a. Derselbe Rest wurde von Kaup schon früher in dies. Jahrb. 1856 Taf. I abgebildet.

[2] C. G. Capellini, Sul Felsinoterio. Mem. Accad. Bologna. Ser. III a. 1. 1871. Bologna 1872. Taf. III Fig. 1, Taf. IV Fig. 3.

Ein 1831 bei Magdeburg gefundenes Eisen.

Von

F. Rinne in Hannover.

Mit 15 Figuren im Text.

Vorweg sei vermerkt, daß das oben erwähnte Magdeburger Eisen ohne Zweifel eine sogen. Eisensau und zwar vom Kupferhüttenprozeß ist[1]. Wenn mit dieser Erkenntnis zwar das naturgeschichtliche Interesse an dem ursprünglich für meteorisch gehaltenen Funde sinkt, so ist das Eisen doch von nicht geringem naturwissenschaftlichen Wert, auch als Vergleichsobjekt mit Meteoreisen.

Es ist unter Umständen schwer, technisches und meteorisches Eisen zu unterscheiden. Es gibt aber ein allerdings nicht immer vorhandenes Merkmal, das nach dem jetzigen Stande der Dinge, d. h. nach den Erfahrungen über Meteoreisen und über künstliche Eisenfabrikate und Zufallsprodukte nur bei Meteoreisen vorkommt, das ist das Nebeneinandervorhandensein von nickelarmen Eisen (Kamacit) und nickelreichem (Taenit) in irgend einer Form. — Es wird das am ehesten klar durch Betrachtung der bekannten graphischen Darstellungen der Fig. 1 und 2, auf welche deshalb hier hingewiesen sei.

[1] Es sind das Eisenmassen, die sich auf und in der Sohle von Schachtöfen absetzen und sie oft stark verunreinigen („versauen"). Bei Kupferschmelzöfen mit einem Auge (Auslaßöffnung) gelangen die Sauen mit den Sulfiden und der Schlacke in den Herd (Spurtiegel), dessen Tiefstes sie einnehmen.

Fig. 1 stellt das Erstarrungsschema für Eisen mit wechselndem Kohlenstoffgehalt dar. Es ist sehr leicht zu deuten, wenn man erwägt, daß die Ordinaten die Temperatur, die Abszissen die Zusammensetzung angeben. Verfolgt man die Differenzierung eines bestimmten Eisens beim Erkalten, so ist nur nötig, einen Punkt auf derjenigen Vertikalen nach unten

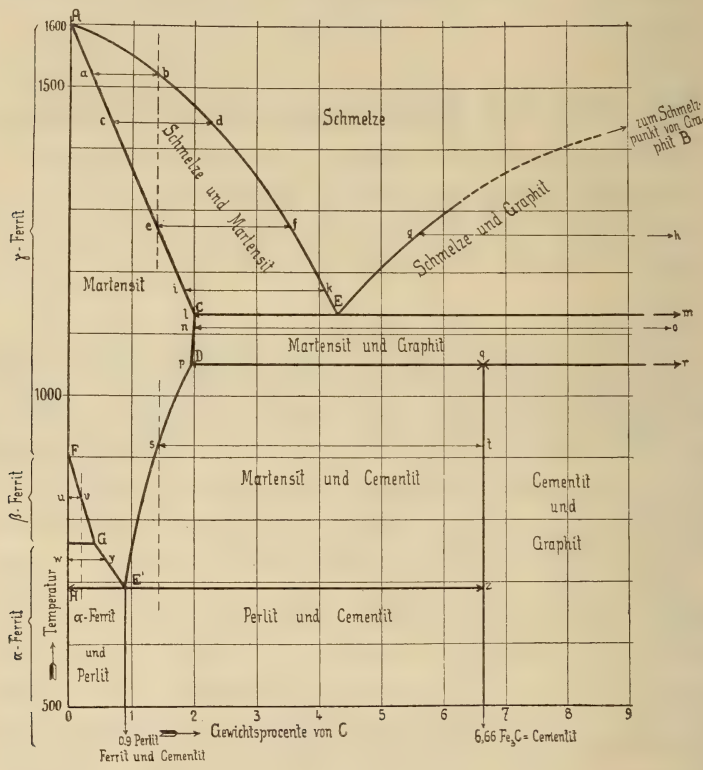


Fig. 1.

laufen zu lassen, welche die Zusammensetzung angibt. Die Doppelpfeile in den Feldern, in welche der darstellende Punkt auf seinem Wege eintaucht, geben die jeweilige Entmischung an. Unter den Linien A C E m vollziehen sie sich im festen kristallisierten Zustande des Eisens. Einige gestrichelte Linien sind als Beispiele eingezeichnet. So bedeutet in Fig. 1 Pfeil c d Entmischung in feste Lösung Martensit (der Zusammensetzung c) und in Schmelzrest d, Pfeil s t eine Sonderung in Cementit t

und Martensit s. Nehmen wir z. B. ein Eisen mit 0,2 % C an, so durchläuft es von der Schmelze aus gerechnet in einem Intervall von vielleicht 1590—1525° den Breizustand (Feld ACE), der durch Nebeneinandersein von Schmelze und Martensitkristallen gekennzeichnet ist, um bei der letztgenannten Temperatur eine homogene, feste, kristallisierte Lösung Martensit mit 0,2 % C zu bilden, die man durch Abschrecken als solche erhalten kann. Bei langsamer Abkühlung wandelt sich hingegen das Kristallaggregat des Martensit, den man sich als molekulares Gemisch von Fe und Fe_3C denken kann, infolge von Löslichkeitsverminderung für Fe teilweise in Ferrit um. Es mag dies beim herangezogenen Beispiel bei v beginnen, eben dort, wo der figurative Punkt in ein neues Feld (an der Begrenzung FG) eintritt. Es kristallisiert also aus der festen Martensitlösung fortgesetzt Eisen (und zwar β-Ferrit) aus, das sich, wenn der darstellende Punkt an die Horizontale von G gelangt, in α-Ferrit umwandelt. Beim weiteren Sinken der Temperatur, in der graphischen Darstellung also beim Absinken des leitenden Punktes auf der gestrichelten Linie, scheidet die Martensitlösung fortgesetzt nun natürlich α-Ferrit aus, bis schließlich bei der Temperatur von HE' der Lösungsrest sich zu dem eutropischen Gemische von Ferrit und Cementit (d. h. zu Perlit) umwandelt. Bedenkt man, daß FGE' als Grenze der Felder Ferrit + Martensit und Martensit die Ausscheidungslinie für Ferrit vorführt und entsprechend DE' die Ausscheidungslinie für Cementit, so ist die graphische Darstellung des erwähnten „Umstehens" der festen Lösung alsbald verständlich. Im erwähnten Beispiele folgen also aufeinander die Zustände 1. der Schmelze, 2. des Kristallisierens zu einer festen Lösung während eines Temperaturintervalles, 3. des unveränderten Bestehens der ungesättigten festen Lösung während eines Temperaturintervalls, 4. des fortschreitenden Umstehens während eines Temperaturintervalls. Geht die Abkühlung sehr schnell vor sich, so bleibt das Umstehen aus oder es ist unvollkommen, wie Zwischenformen von Martensit und Perlit, nämlich sogen. Troostit und Sorbit, nahe legen.

Ganz entsprechend ist Fig. 2 zu deuten, welche ein Erstarrungsschema für (Fe, Ni) nach Roozeboom und Osmond dar-

stellt. Auch hier gibt der Verlauf eines figurativen Punktes, den man nach der jeweiligen Zusammensetzung auf der entsprechenden Vertikalen wählen muß, den Verlauf der Entmischung an. In jedem mit Doppelpfeil versehenen Felde, in welches der Punkt einlauft, tritt Entmischung ein. Die Enden der Pfeile geben die zusammen existierenden, im Gleichgewicht befindlichen Stoffe an. Z. B. bedeutet Pfeil c d Entmischung im Kamacit c und festen Lösungsrest d. Auf H J findet Zerfall in Kamacit H und Taenit J statt usw. Dabei ist aber zu vermerken, daß der untere Kurventeil nur eine Annahme ist. Läßt man eine künstliche (Fe, Ni)-Schmelze beliebiger Zusammensetzung erstarren, so bleibt der Kristallisationslauf gewissermaßen im Felde der festen Lösung stecken. Es kommt erfahrungsmäßig nicht zu der im unteren Liniensystem der Fig. 2 angedeuteten Entmischung. Es ist der untere Teil der Figur nur ein Schema für die bei Meteoreisen, im Gegensatz zu künstlichem Nickeleisen, tatsächlich stattgefundene Differenzierung in Kamacit und Taenit. Bislang ist nicht bekannt geworden, daß künstlich dargestelltes nickelhaltiges Eisen die Aufteilung in Kamacit und Taenit vorgeführt hat. Stets hat man eine vollkommene Mischbarkeit bei niedrigen Temperaturen vorgefunden auch bei Gehalten an Ni, die bei Meteoreisen in die Mischungslücke (in Fig. 2 als H′J′ angenommen) fallen würden. Wenn also auch in den Strukturverhältnissen eine

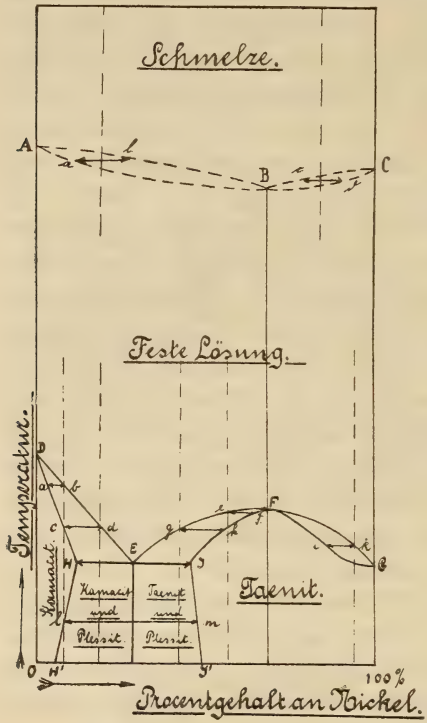


Fig. 2.

Reihe von Analogien zwischen Meteoreisen und technischem Eisen vorhanden sind (dies Jahrb. 1905. I. 122), so zeigt also doch die Erfahrung bislang einen wesentlichen Unterschied zwischen meteorischem und künstlichem Eisen bezüglich der Bestandteile. Es ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß es gelingen wird, auch beim künstlichen Eisen die Aufteilung in Kamacit und Taenit zu bewerkstelligen. Als Hinderungsgrund dafür liegt es sehr nahe, allzu schnelle Abkühlung anzunehmen zumal im Hinblick auf das technische Eisen, das ja auch vor einer Aufteilung, nämlich der festen Lösung Martensit in Ferrit und Cementit bewahrt werden kann, wenn man die Wärme schnell sinken läßt. So könnte man meinen, daß eine sehr langsame Abkühlung die makroskopische oder doch wenigstens mikroskopische Differenzierung in Kamacit und Taenit zu wege brächte. Allein auch hierbei ist als besonderer Umstand zu bedenken, daß das Auseinanderfallen in die beiden Extreme nicht im ganzen Verlauf der Abkühlung allmählich vor sich geht, sondern in einem Temperaturintervall einsetzen und im wesentlichen sich bei einer bestimmten, noch unbekannten Temperatur vollenden wird, so daß gerade dieser Wärmegrad lange Zeiten innegehalten werden müßte. Sehr langes Verweilen bei den Temperaturen oberhalb der unbekannten Differenzierungslinie H J bringt die in Rede stehende Sache nicht zu Ende. Die Verhältnisse liegen also nicht einfach. Zur Festlegung der Entmischungstemperatur muß man sich an die magnetische Änderung des Nickeleisens halten; sie deutet wohl auch auf andere molekulare Änderungen hin. Indes diese Verhältnisse sind gleichfalls insofern verwickelt, als die für jede Mischung wechselnde Umschlagstemperatur bei Gehalten bis ca. 25 % Ni beim Abkühlen und beim Erwärmen verschieden hoch, bei 25 % Ni z. B. um 500° auseinander liegen. Die betreffenden Nickellegierungen sind wie man sagt irreversibel. So ist denn die Sachlage in der Tat recht schwierig.

Anderseits zeigen neuere metallurgische Verfahren, daß begleitende Stoffe von Einfluß auf die Aufteilungen sind. Es kommen in der Technik verzögernde Zusätze in Betracht, die es mit sich bringen, daß auch bei ziemlich langsamer Erkaltung die Differenzierung harter fester Lösungen ausbleibt

bezw. daß eine Erwärmung nur sehr allmählich ihre Aufteilungswirkung ausübt. Während gewöhnlicher Stahl bei der Benützung infolge der Reibungswärme sich alsbald differenziert, d. h. umkristallisiert, ertragen sogen. Schnelldrehstähle (mit C, Cr, Wo, auch Mo) lange Zeit erhebliche Wärme (Rotglut), ohne diese Umwandlung durchzumachen. Vielleicht gibt es auch Stoffe, welche die in Rede stehende Umwandlung der festen (Fe, Ni)-Lösung begünstigen und bei entsprechendem Verhältnis von Fe, Ni die Bildung von Kamacit, Taenit und Plessit zuwege bringen. Wie auf vielen anderen Gebieten der Meteoritenkunde sind in der Hinsicht gleichfalls noch Versuche nötig.

Selbstverständlich kann eine Aufteilung in nickelreichen und nickelarmen Nickelferrit nicht statthaben, wenn der Ni-Gehalt die Maximalzahl für die Löslichkeitsgrenze (bei Meteoreisen ca. 6,5 % Ni) nicht überschreitet. Solche Ni-armen Eisen sind als Meteore und als Kunsterzeugnisse übereins. Die Sammlern nicht erwünschte Fabrikation sublacunitischer, von Meteoreisen nicht abweichender Eisen macht keine Schwierigkeit.

Was nun das Eisen von Magdeburg angeht[1], so stammen die in einer Reihe von Sammlungen vorhandenen Stücke von sechs Eisenklumpen im Gesamtgewicht von 137 Pfund, die 1831 in der Nähe der Stadt Magdeburg auf dem Wege nach Dorf Olvenstedt beim Straßenbau aufgefunden wurden. Lehrer Kote hielt es für nicht unwahrscheinlich, daß das Eisen der Meteorit sei, der im Jahre 998 bei Magdeburg gefallen sein soll. Es waren länglich platte Stücke, z. T. mit poröser Schlacke, die man als Anzeichen eines früheren Schmelzversuches mit dem vermeintlichen Meteoreisen ansah. Man fand auch einige Stücke, die nur aus Schlacke bestanden. Das Eisen zeigte zwei Abänderungen, eine mehr grobkörnige, grau mit starkem Zusammenhalt und eine feinkörnigere, undeutlich schuppig, heller und spröde. Spez. Gew. der ersten Art 7,218, der zweiten 7,389 nach Stromeyer[2], der dann ferner als chemische Zusammensetzung ermittelte:

---

[1] Vergl. außer den weiter unten angeführten Zitaten noch v. Schreibers, Über die neuerlichst bei Magdeburg zufällig aufgefundene probl. Metallmasse. Baumgarten'sche Zeitschr. **2**. 1. 1833.

[2] Stromeyer, Chemische Untersuchung der unlängst bei Magdeburg entdeckten und für Meteoreisen gehaltenen Eisenmasse. Pogg. Ann. **28**. 551. 1833.

	a) grob	b) fein
Fe	76,77	74,60
Mn	0,02	0,01
Ni	1,15	1,28
Co	3,25	3,07
Mo	9,97	10,19
Cu	3,40	4,32
C	0,38	0,48
P	1,25	2,27
S	2,06	0,92
As	1,40	2,47
Si	0,35	0,39
Sa.	100,00	100,00

Stromeyer war sehr darüber im Zweifel, ob der Fund meteorisch sei, doch schien ihm anderseits besonders der Molybdängehalt der Annahme entgegen zu sein, daß ein Hüttenprodukt vorläge.

Sämtliche Stücke des Magdeburger Eisens wurden von Apel in Göttingen erworben, welcher dann Proben an verschiedene Sammler ziemlich teuer verkaufte.

Nach Heine[1] ist es nun aber aktenkundig, daß von dem damaligen Immediatbergamte zu Alvensleben in den 1780er Jahren von Rothenburg aus nicht unbedeutende Quantitäten Eisensauen zu Versuchen bezogen worden sind. Danach könnten die Funde bei Magdeburg Reste davon sein. Weiterhin stellte er fest, daß beim Kupferhüttenprozeß, welchem Mansfelder Kupferschiefer zugrunde liegt, molybdänhaltige Eisensauen vorkommen. Seine Analysen von entsprechenden Bildungen der Oberhütte bei Eisleben sind:

	Grobkörnige Abänderung
Fe	73,26
Ni	4,63
Co	0,77
Mo	9,13
Cu	1,79
C	1,42
P	6,04
S	0,09
Sa.	97,13
Spez. Gew.	7,578

[1] Heine, Chemische Untersuchung einiger Eisensauen von der Oberhütte bei Eisleben. Zeitschr. f. prakt. Chem. **9**. 177. 1836.

		Feinkörnige Abänderung
Fe	57,68	und 57,91
Ni	5,50	3,42
Co		0,67
Mo	27,33	28,49
Cu	2,49	2,45
C	1,31	0,87
P	4,58	3,51
S	0,46	0,61
Sa.	99,35	97,93
Spez. Gew.	—	7,883

Fr. Aug. Genth[1] analysierte beim Kupferschieferhüttenprozeß fallende Produkte der Friedrichshütte bei Riechelsdorf. Dort wurden graues Totliegendes (Sanderz) und Kupferschiefer verschmolzen. An Mineralien dieser Gesteine werden erwähnt Buntkupfererz, Eisenkies, daneben Kupferkies, Rotkupfererz, Kupferglanz, Malachit, Kupferlasur, gediegen Kupfer, Rotnickelkies, Speiskobalt, Zinkblende, Bleiglanz, Molybdänglanz, Fahlerz u. dergl. Es ist also verständlich, daß Ni-, Co- und auch Mo-haltige Eisensauen bei solchem Betriebe fallen.

Eine Eisensau aus dem Brillherde erwies sich folgendermaßen zusammengesetzt:

Fe	84,24
Mn	Spuren
Ni	
Co	2,85
Mo	6,98
Cu	4,52
Al	Spur
C	1,12
P	0,04
S	0,31
As	Spur
Si	1,28
Sa.	101,34
Spez. Gew.	7,549

Aus dem Sohlstein des Hohofens wurde eine Eisensau losgebrochen, welche ergab:

[1] Fr. Aug. Genth, Chemische Untersuchung der beim Kupferhüttenprozeß fallenden Produkte. Jahrb. f. prakt. Chem. **37**. 193. 1846.

Fe	86,64
Ni	Spur
Co	3,61
Cu	5,19
Al	Spur
C	0,73
P	1,04
S	0,59
Si	2,98
Sa.	100,78
Spez. Gew.	7,466

Nachdem also festgestellt ist, daß Eisensauen vom Kupferhüttenprozeß, bei dem Kupferschiefer verschmolzen sind, wechselnde Mengen auch von Mo, Ni, Co führen, und daß solche Eisenmassen nach Magdeburg früher verfrachtet sind, so kann, ganz abgesehen davon, daß den obigen ähnliche chemische Zusammensetzungen bei Meteoreisen nie beobachtet sind, kein Zweifel sein, daß das 1831 bei Magdeburg gefundene Eisen zu den Hüttenerzeugnissen vom Kupferhüttenprozeß des Kupferschiefers zu rechnen ist. Die Stromeyer'schen Analysen des Magdeburger Eisens ergaben im Durchschnitt

Fe	75,68
Mn	0,02
Ni	1,22
Co	3,16
Mo	10,08
Cu	3,86
C	0,43
P	1,76
S	1,49
As	1,93
Si	0,37
Sa.	100,00

Hiernach hat man es also mit einem recht verwickelt aufgebauten Körper zu tun. Das mir zur Verfügung stehende Eisen, welches nach den alten Etiketten, wie das von Stromeyer analysierte, von Apel in Göttingen bezogen war, unterschied sich von dem analysierten durch mangelnden As-Gehalt. Sieht man also von diesem Stoff zunächst ab, so bleiben doch durch die Kombination von Fe vor allem mit reichlich Mo, mit Co, Ni und Cu, C, P und S verschiedene Möglichkeiten der Aufteilung in metallographischer Hinsicht über.

Den Grundstock bildet das Eisen. Man muß von vornherein im Hinblick auf den chemischen Befund voraussetzen, daß es in großer Menge gediegen da ist, anderseits in chemischer Verbindung mit dem C als Carbid, mit P als Phosphid und mit S als Sulfid vorhanden sein muß, wobei indes sehr wohl ein Teil von C und P als Carbid oder Phosphid im Eisen gelöst sein kann, sich also der metallographischen Betrachtung nicht als selbständiger Körper zeigt.

Der Mn-Gehalt ist so unbedeutend, daß er nur als isomorphe Beimischung zum Fe in Betracht kommt. Nach den bisherigen Erfahrungen geht Mn solche feste Lösungen leicht ein. Ähnlich ist es für Ni und Co, sowie für Si. Sie verschwinden als isomorphe Beimischung bezw. in nicht isomorpher fester Lösung z. B. als Nickelferrit, Nickeleisencarbid, Nickeleisenphosphid, Nickeleisensulfid.

Die auffallende große Menge von Mo erfordert einen besonderen Vergleich. Guillet[1] fand bei Stählen mit etwa 0,2 % C, daß ihnen ein Gehalt von 0,5—1 % Mo die gewöhnliche Art insofern nicht nimmt, als auch bei ihnen Perlit neben Ferrit auftritt. Bei 2 % Mo erscheint der Perlit aber schon außerordentlich zerteilt, bei 5 % Mo sieht man ihn gar nicht mehr. Es hat sich dann ein „Spezialgemengteil" gebildet, der bei noch höherem Mo-Gehalt bleibt.

In Serien mit 0,7 % C hat man gleich anfangs einen sehr zerteilten Perlit. Der Spezialgemengteil erscheint schon bei einem Gehalt von 1,2 % Mo und kommt bei steigendem Mo-Gehalt immer reichlicher vor. Bei 10 % Mo beobachtete Guillet ein förmliches Eutektikum, gebildet aus dem in Rede stehenden Bestandteil und Ferrit. Als chemische Natur dieses besonderen Gemengteils wird von dem Genannten nach seinen entsprechenden Erfahrungen mit Wo-Stahl die eines Doppelcarbids angenommen. Ersichtlich sind diese Schlüsse noch nicht ganz gefestigt; immerhin sind es wertvolle Anzeichen zur Deutung des Magdeburger Eisens.

Carnot und Goutal[2] machten ein aus Molybdänstahl

[1] Léon Guillet, Etude industrielle des alliages métalliques. 1906. p. 340.

[2] Ad. Carnot et Goutal, Rech. s. l'état chim. d. div. éléments contenus d. l. produits sidérurgiques. Compt. rend. **128**. 207. 1899.

isoliertes Carbid $Fe_3 C Mo_2 C$ bekannt, auch ein Molybdäneisen der Formel $Fe_3 Mo_2$. Metallographische Bestätigung fehlt.

Was den Cu-Gehalt des Magdeburger Eisens anlangt, so sei die Stromeyer'sche Beobachtung erwähnt, nach welchem im Innern seiner Stücke Haarkupfer in geringer Menge auftrat. Weiterhin deutet die bläuliche Farbe mancher Teile von Sulfidknollen im Eisen auf die Art des Cu-Gehalts hin. Bezüglich des Verhältnisses der gediegenen Metalle Fe und Cu zueinander haben die metallurgischen Erfahrungen eine homogene feste Lösung zwischen den beiden Substanzen ergeben, falls der Cu-Gehalt 8 % nicht übersteigt[1], ebenso wie anderseits Cu bis 2,73 % Fe in fester Lösung zu halten vermag. Ein C-Gehalt ändert die Zahlen.

Die C-Menge von 0,43 % hat trotz dieser gegenüber anderen Ergebnissen der Analyse nur kleinen Zahl sehr hohe Bedeutung, wie das ja vom technischen Eisen hinlänglich bekannt ist. Dort bringt ein Gehalt von nur 0,1 % C schon recht beträchtliche Änderungen in Bestandteilen und Gefüge gegenüber reinem Eisen hervor. Der Gehalt von 0,43 C und von 10 % Mo legt die Gegenwart eines Mo-haltigen Carbids nahe.

Der P-Gehalt von 1,76 % weist auf ein Phosphid hin. Es ist allerdings zu bedenken, daß beim technischen Eisen feste Lösungen von $Fe_3 P$ in Fe erscheinen, in denen das Phosphid dann natürlich als selbständiger Körper nicht zur Geltung kommt. Stead fand die Grenze der Löslichkeit von P in Fe bei 1,7 % P; erst bei einer P-Menge über 1,7 schied sich der Phosphidüberschuß aus, um bei 10 % P die Zusammensetzung des eutektischen Gemisches von Phosphorferrit und Phosphid zu erreichen und darüber hinaus außerdem Phosphideinsprenglinge zu bewirken. Aber auch hier ändern sicher metallische Begleiter des Eisens die Löslichkeitszahlen.

Der S findet von vornherein seine Erklärung in Sulfidbildung, sei es von Fe oder Cu, wobei natürlich auch Ni,

[1] Stead, Bulletin de la soc. d'encouragement. 1902. Févr. Nach den inzwischen veröffentlichten Untersuchungen von O. Pfeiffer (Metallurgie. 3. 1906. 281) ist eine Legierungsfähigkeit des Kupfers mit reinem und gekohltem Eisen nicht anzunehmen.

Co, Mo ihren Anteil an den Schwefelverbindungen haben können.

Es ist ersichtlich, daß die chemische Analyse allein keine Deutung des verwickelt aufgebauten Eisens gestattet, ebenso wie im übrigen im allgemeinen das metallographische Studium für sich ganz bestimmte Schlüsse nicht zuläßt. Erst die Anwendung beider Methoden führt auf einen sicheren Weg. Immerhin bleiben auch bei der Kombination der Untersuchung oft genug noch Zweifel auf diesem noch zu wenig betretenen Felde übrig. So möchte ich denn auch die folgenden Ergebnisse mit der nötigen Reserve veröffentlicht haben. Ich freue mich aber mitteilen zu können, daß Herr Osmond, sicher der erfahrenste Metallograph, mir seine Meinung über das Magdeburger Eisen mitteilte und daß seine Deutungen im wesentlichen mit meiner Ansicht übereinstimmen. So glaube ich, die nötige Sicherheit in der Darstellung geben zu können, die für eine Veröffentlichung nicht entbehrt werden kann.

Der Bruch durch ein Eisen des in Rede stehenden Vorkommens läßt die schöne Mannigfaltigkeit der Erscheinungen, wie sie auf der Schnittfläche nach zweckentsprechender Behandlung heraustreten, nicht ahnen. Man sieht auf frischen Bruchflächen wenig mehr als ein körniges Gefüge, insofern sich durch wechselnden Glanz kleine, nämlich einige Millimeter große Bezirke voneinander abheben. Die Farbe ist eisengrau. Die Hauptuntersuchung mußte auf Schnittflächen geschehen. Es wurden nacheinander die folgenden metallographischen Methoden angewandt, wobei die Beobachtungen unter dem Mikroskop meist vermittelst Illuminator gemacht wurden. Bei schwacher Vergrößerung und schief liegender Platte (z. B. in ein Kästchen mit Sand gebettet) leistet das Greenough'sche stereoskopische Mikroskop von Zeiss ausgezeichnete Dienste.

Polieren.

Mittels rotierender Scheibe unter Carborundbenutzung abgetrennte Plättchen wurden auf gröberem und dann feinerem Schmirgelpapier geebnet und unter Anwendung der feinsten Papiersorte poliert. Den vollkommenen Glanz erhielten die Präparate durch Tonerde (aus Ammoniakalaun durch Glühen hergestellt) auf rotierender Filzscheibe.

Man erkennt nun mit bloßem Auge schon den Gegensatz zwischen hellblanken Metallmassen und dunklen Punkten und Körnchen, die sich wesentlich als Sulfid erweisen. Gelegentlich erreichen sie an 3 mm Durchmesser. Sie weisen dann eine gelbe Farbe nach Art des Troilits auf, die z. T. auf dem ganzen Bezirk eines Durchschnitts herrscht, z. T. treten mehr oder minder große bläuliche, auch ockerig verwitterte Partien auf.

Die Sulfide sind recht zerreiblich und geben beim Schleifen leicht Veranlassung zu zerfressener Oberfläche oder zur Lochbildung.

Reliefpolieren.

Beim Polieren auf nachgiebiger Unterlage unter Anwendung nur geringen Druckes heben sich die Gemengteile nach ihrer verschiedenen Härte voneinander ab. In bekannter Art wurde auf Holz gespanntes Pergamentpapier benutzt, welches mit wenig feinstem Polierrot naß überrieben war. Es kamen nun in dem früher ziemlich gleichmäßig erscheinenden Metall drei verschieden harte Bestandteile zur Geltung. Ein besonders widerstandsfähiger Gemengteil hebt sich mit scharfen Rändern heraus. Es ist, wie die nachfolgenden Untersuchungen zeigen, ein Phosphid. Mehr weich umrandet, aber immerhin auch deutlich erhaben, erscheint der zweite Gemengteil, der als Carbid angesprochen werden muß; den großen Untergrund bildet der weichste Körper, also offenbar das Eisen.

Ätzen polierter Flächen.

Die polierten Flächen wurden mit verschiedenen Ätzmitteln behandelt.

a) Anwendung von Salpetersäure, 4 % in absolutem Alkohol; nachher Trocknen im warmen Luftstrom. Hierbei heben sich das Eisen einerseits und Carbid und Phosphid anderseits vortrefflich voneinander insofern ab, als ersteres sich dunkel färbt, letztere ihren Glanz behalten.

b) Anwendung von Pikrinsäure, 5 % in absolutem Alkohol; nachher Trocknen im warmen Luftstrom. Auch dies ausgezeichnete Ätzmittel schafft in gleicher Weise wie Salpetersäure einen Gegensatz zwischen Eisen einerseits und Carbid bezw. Phosphid anderseits.

Anlassen polierter Flächen.

Diese ganz vorzügliche Methode bringt im vorliegenden Falle ein nicht nur außerordentlich lehrreiches, sondern zugleich sehr farbenprächtiges Bild zustande. Bekanntermaßen ist es die zuerst angewandte Art, in welcher Meteoreisen und damit Eisen überhaupt metallographisch behandelt wurde. Die Widmannstätten'schen Figuren wurden auf die in Rede stehende Weise gefunden. Später ist die Anlaßmethode insbesondere von Martens und Behrens mit Erfolg benutzt, und bedeutsame metallographische Erfolge sind durch ihre Anwendung insbesondere durch Stead gewonnen, vor allem bei der Unterscheidung von Eisencarbid und Eisenphosphid. Bei kleinen Platten kann man das Verfahren bequem über dem Spirituslämpchen ausführen, bei größeren wie bekannt durch Erhitzen einer Eisenplatte mittels Bunsenbrenner, in deren Mitte die Probe lagert, oder durch Verweilenlassen kleiner Stücke während etwa 10 Minuten im Trockenschrank bei 275° C. Die in Rede stehenden polierten Platten erscheinen beim Erhitzen nacheinander, im großen betrachtet, gelblich, rötlich und dann blau. Man hört z. B. beim roten Farbenton mit Erhitzen auf und läßt das Anlassen durch Nachwirkung noch etwas voranschreiten, oder man geht bis zum erwünschten Farbenton und kühlt schnell in Quecksilber oder unter Sand ab.

Auf der angelassenen Fläche des Magdeburger Eisens erscheinen außer den Sulfiden, die gleichfalls anlaufen und ihre Eigenfarbe vertiefen, ganz vorzüglich deutlich, selbst in den mikroskopisch allerfeinsten Teilchen unterschieden, das Eisen, das Carbid und das Phosphid, und zwar in Abstufungen der Farben, wie z. B. blau (Eisen), rötlichgelb (Carbid), weiß (Phosphid). Zuerst läuft also das Eisen an. Ist es ausgesprochen gelb, so ist das Carbid lichtgelb, das Phosphid noch weiß, d. h. nicht merklich angegriffen. Beim weiteren Erhitzen ändern sich die Farben des Eisens und Carbids entsprechend in rötlich und lachsgelb, während das Phosphid auch jetzt noch weiß ist. Schließlich kann man ihm gleichfalls einen, z. B. gelblichen Ton verleihen, dann wird das Carbid blau und das Eisen grünlichblau. Ein wenig längere Erhitzung macht Eisen und Carbid bereits mißfarben, so daß sich also eine frühere Anlaßstufe empfiehlt.

Seien unter Hinweis auf die obigen Methoden zunächst einige von mir mittels eines großen Zeiss'schen mikrophoto-

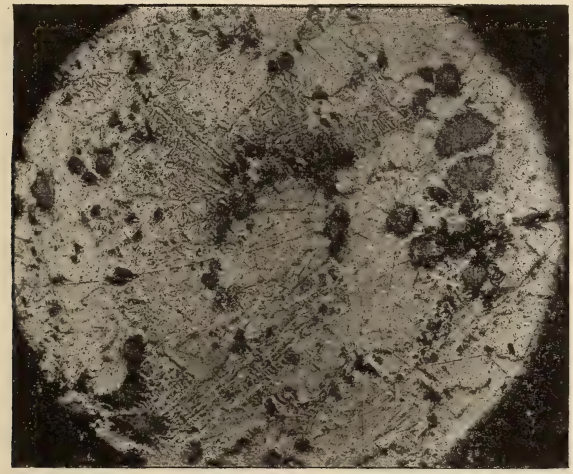


Fig. 3.

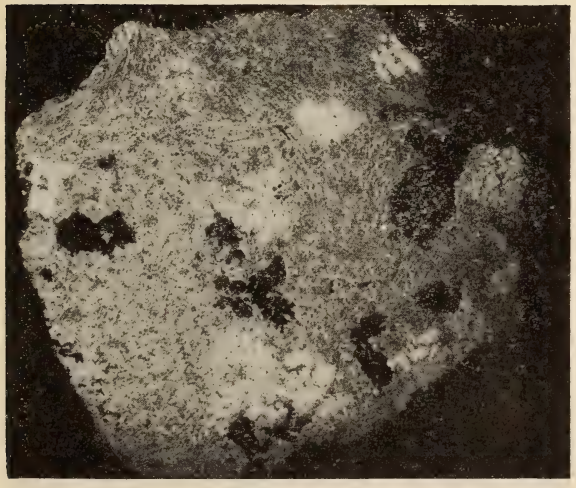


Fig. 4.

graphischen Apparats hergestellte Bilder erläutert. In Fig. 3 (Vergrößerung 1 : 65), welche einen charakteristischen Teil einer reliefpolierten Platte darstellt, erkennt man im Gesichts-

felde verstreut, durch dunklen Farbenton sich abhebend, die Sulfiddurchschnitte, dann oben, sich scharf absetzend, das

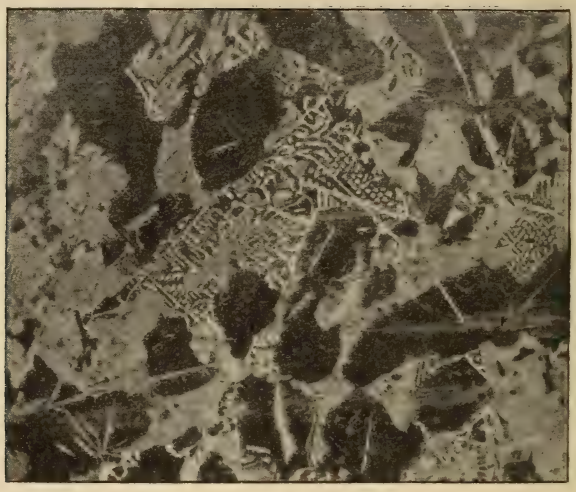


Fig. 5.

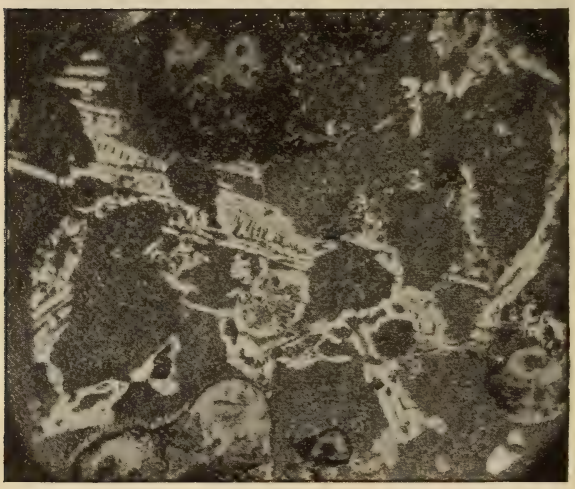


Fig 6.

Phosphid, und ein wenig verwaschener, aber doch trefflich im Relief, unten das Carbid. Das milde Eisen bildet den

Untergrund. Fig. 4, die ein nur sehr schwach vergrößertes Bild vorstellt (1 : 2), gibt ein angelassenes Stück wieder. Außer den tiefschwarzen Stellen, die z. T. Löcher, z. T. Sulfid sind, sieht man auf der Platte vor allem reichlich weißes Phosphid in Knauern und Streifen. Der Unterschied zwischen Eisen und Carbid läßt sich erst bei stärkerer Vergrößerung erkennen. So ist es z. B. in Fig. 5 (Vergr. 1 : 75), wo das Phosphid einer angelassenen Platte weiß, das Carbid im Halbton und das Eisen sich dunkel zeigt.

Das Eisen ist der Hauptgemengteil. In Fig. 6 erscheint es, wie vielfach auf den Platten, in rundlichen, auch etwas länglichen Durchschnitten. Sie sind im Bilde der Fig. 6, die eine angelassene Stelle wiedergibt, dunkler als die maschige helle Umrandung, die im übrigen gleichfalls in sich von dunklen Eisenteilen durchbrochen ist.

Beim Reliefpolieren stellt das Eisen die Niederungen dar, beim Ätzen mit Pikrinsäure oder Salpetersäure färbt es sich dunkel. Herr Osmond machte mich freundlichst darauf aufmerksam, daß es sich damit Troostit oder Sorbit[1] ähnlich zeigt. Aller Wahrscheinlichkeit nach enthält es in fester Lösung Mo, Ni, Co, vielleicht etwas Carbid und Phosphid.

Was dies Eisen aber gerade auch für den Petrographen höchst interessant macht, das sind die Abscheidungen, die es offenbar im festen Zustande erfahren hat. Man hat in dem Eisen eine Kristallisation vor sich, die sich aus dem Schmelzfluß C- und P-haltig abschied, deren Lösungsfähigkeit für diese Stoffe aber beim Sinken der Temperatur abnahm. Man muß sich in dem Falle C und P in fester Lösung als Carbid und Phosphid vorstellen[2]. Bei der Temperaturerniedrigung kristallisierte nun der überschüssig werdende Teil an Carbid und Phosphid aus. Natürlich ist anzunehmen, daß immer noch geringe Mengen dieser Substanzen gelöst im Eisen enthalten sind, daß die Löslichkeit also nicht = 0 geworden ist.

---

[1] Troostit und Sorbit sind Übergangszustände zwischen Martensit (kristallisierte feste Lösung von Fe_3C in Fe) und Perlit (eutropisches Gemenge von Ferrit und Cementit).

[2] Ein Beispiel der nicht isomorphen molekularen Gemische, ähnlich wie $FeCl_3$ in NH_4Cl oder Fe_2O_3 in SnO_2 gelöst ist.

In oben angegebener Art wird man einmal den feinen hellen Staub in den dunklen Eisenkörnern der Fig. 6 deuten müssen. Ferner treten, so in Fig. 7, sekundäres Carbid und Phosphid gelegentlich in vielen, aus Stäbchen und Fäserchen zusammengesetzten Büscheln im Eisen ziemlich reichlich auf. Die Erscheinungen solchen Staubcarbids und Phosphids bezw. Büschelcarbids und Phosphids auf angelassenen Platten sind außerordentlich zierlich und infolge des Farbengegensatzes zwischen dem z. B. blau angelassenen Eisen, dem gelben Carbid und weißen Phosphid ganz ungemein anziehend.

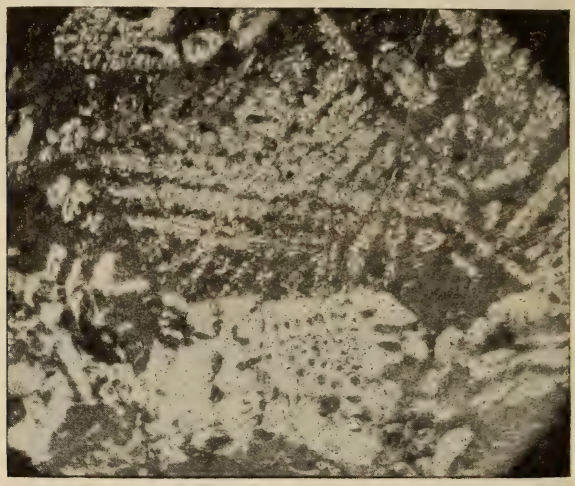


Fig. 7.

Die Altersfolge von Wirt und Gast ist nach obigem hier gerade umgekehrt als man denken möchte. Die „Einschlüsse“ sind jünger als der sie einschließende Körper. Die Erscheinung ist im Hinblick auf Meteoreisen interessant, bei dem allem Anschein nach eine Löslichkeitsverringerung von Ni im Fe öfter die Ausscheidung von Staubtaenit veranlaßt hat. Weiterhin erscheint es mir nach obigem wahrscheinlich, daß mancher in den Kamacitbalken eingelagerter Cohenit und Schreibersit einem solchen Umstehen zuzuschreiben ist.

Das Eisen kommt nun weiterhin in Verwachsung mit Carbid vor, und zwar in einer Art, wie man sie von gewissen

eutektischen Mischungen kennt. In Fig. 7 unten bildet das Carbid (hell im Gegensatz zum Eisen) ein im Schnitt lappenförmig erscheinendes Feld, in dem besonders im Innern rundlich eiförmige oder längliche Eisenteilchen (dunkel) liegen, so daß eine Ähnlichkeit mit gewissen durchbrochenen Lederarbeiten heraustritt. Manche Kontaktmineralien zeigen Entsprechendes. Ähnliches bot im übrigen schon Fig. 6 dar, und vorgreifend sei auf Fig. 13 hingewiesen, in der die dunklen Teile das Eisen darstellen.

Das Carbid, welches sich schon beim Reliefpolieren durch seine größere Härte vom Eisenuntergrund abhebt (Fig. 3 unten), dem Phosphid (Fig. 3 oben) aber hierin anscheinend ein wenig nachsteht, ist im allgemeinen bei der Schilderung des Eisenbestandteils bereits gewürdigt. Es zeigt sich im Schliff vielfach in durchbrochenen Lappen und Streifen, dann als Stäbchen, Fäserchen und Punkte, die beim Ätzen hell bleiben und beim Anlassen gegenüber dem z. T. blau gewordenen Eisen wenig weit gediehene Oxydationsstufen aufweisen, also rötlich oder gelb erscheinen. Es ist nun bemerkenswert, daß die in Rede stehende Verbindung in ihren Anlaßtönen auf demselben Schnitt und oft auch im selben Durchschnitt wechselt. Manche Carbidlappen sind eigenartig verwaschen fleckig. Es deutet das auf einen wechselnden Gehalt an Stoffen, welche die Grundsubstanz, die wohl Fe_3C ist, begleiten, also wahrscheinlich auf ungleichmäßige Beimengung von Mo, vielleicht auch von Ni und Co, die als Carbid in fester Lösung im Fe_3C (Cementit) zu denken sind. Eine andere Ungleichmäßigkeit erklärt sich durch das Zusammenvorkommen des Carbids mit dem Phosphid. Es ist schon oben erwähnt, daß im Eisen Ausscheidungen von Staub, Fasern und Büscheln vorkommen und daß man es in ihnen mit Carbid und zurücktretendem Phosphid zu tun hat. Bei Büschelbildungen nimmt letzteres besonders gern die Faserenden ein. Bei scharfem Zusehen erkennt man nun in manchen durch Anlassen z. B. rosa gefärbten Carbidstreifen eine äußerst feine, höchst zierliche Struktur, die durchaus an Perlit erinnert, d. h. man hat zarte, sich nicht schneidende, faserige oder wurmförmige Durchschnitte von Carbid und Phosphid vor sich, die also, körperlich gedacht, in feinst lamellarer Struktur nebeneinander

liegen, gerade wie Ferrit und Cementit im typischen Perlit. Vielfach tritt deutlich Phosphid als Achse solcher Streifen heraus, die dann seitlich von dem Eutektikum umsäumt erscheint. So ist es z. B. in Fig. 8, in der die korallenartigen Gebilde oft einen hellen Phosphidstrang, umgeben vom in Rede stehenden Eutektikum, aufweisen. Es handelt sich in Fig. 8 noch um ziemlich schwache Vergrößerung (1 : 150), so daß die Lamellarstruktur wenigstens in der Autotypiewiedergabe nicht erkennbar ist. Herrn Osmond verdanke ich aber eine ausgezeichnete Photographie des Eutektikums in

Fig. 8.

der sehr beträchtlichen Vergrößerung von 1 : 1200, die in der Tat ein Musterbeispiel für mikrophotographische Aufnahmen besonders schwieriger, weil selbst mikroskopisch recht winziger Details ist (Fig. 9). Man erkennt, wie die Richtung der Lamellen im allgemeinen quer zur Längsrichtung der pseudopodienartigen Büschel verläuft. Die Erscheinungen wie in Fig. 8 und 9 sind den Petrographen z. B. in Graniten und Gabbrogesteinen nicht unbekannt.

Das Phosphid bietet von allen Gemengteilen die zierlichsten Erscheinungen unter dem Mikroskop dar. Betrachtet man auf angelassenem Schliff einen makroskopisch weiß er-

scheinenden Fleck, etwa des in Fig. 4 dargestellten Stückes, so erkennt man ein Geäder aus Phosphid im Eisenuntergrunde,

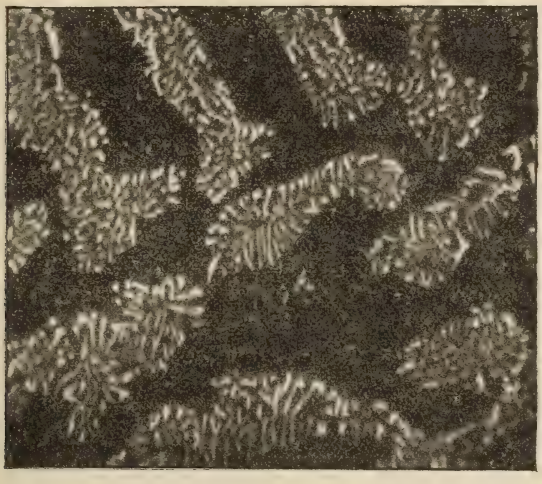


Fig. 9.

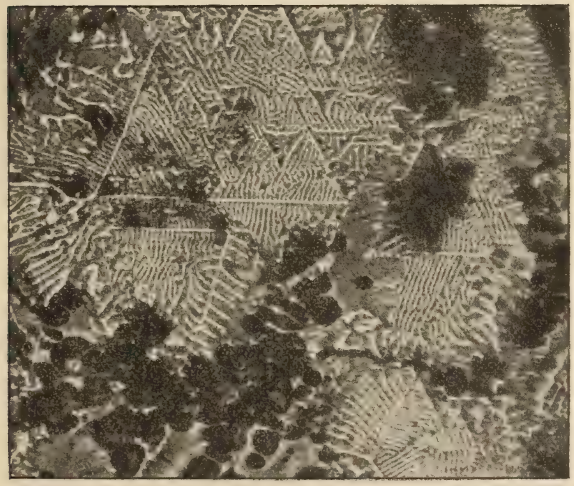


Fig. 10.

das sich infolge des prächtigen Farbengegensatzes z. B. von weiß und blau ganz prächtig heraushebt. Auch diese Erscheinung hat Ähnlichkeit mit vielen eutektischen bezw. mit

eutropischen Verwachsungen. Oft sieht man Skelettformen, die nach dem Leitmotiv jedenfalls annähernd gleichseitiger Drei-

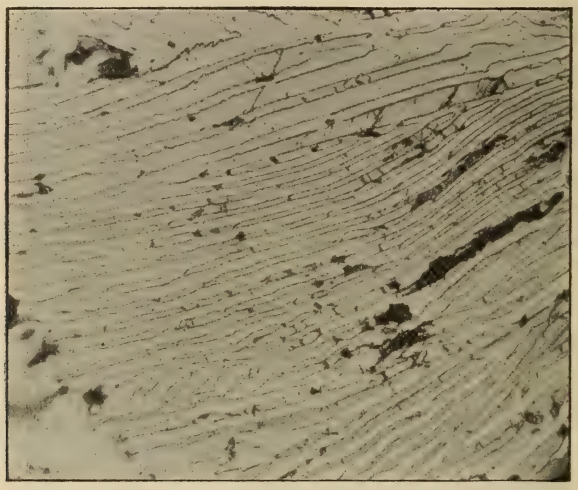


Fig. 11.

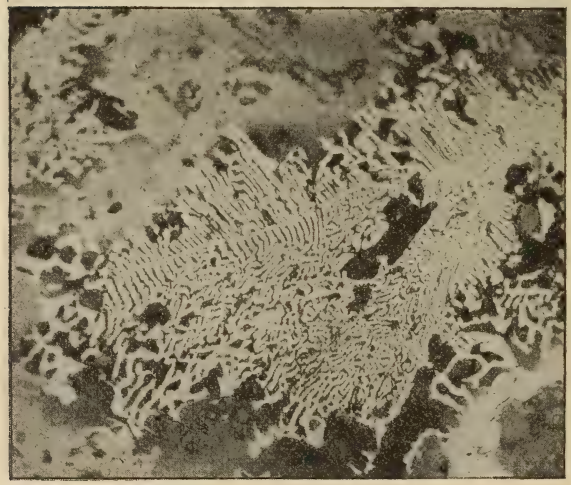


Fig. 12.

ecke aufgebaut sind, so in Fig. 10, die ich der freundlichen photographischen Hilfe des Herrn Dr. Hauswaldt verdanke. Man möchte an oktaedrische Wachstumsformen denken, womit

auch gewisse rechtwinklige Gruppierungen harmonieren würden, wie man sie z. B. in Fig. 5 erkennen kann. Da es sich aber wohl um das übliche Phosphid mit dem chemischen Grundstock Fe_3P handeln wird (Schreibersit bezw. Rhabdit der Meteoreisen), das dem tetragonalen System zugeschrieben wird, so kann man bei der Ähnlichkeit der Schreibersitabmessungen mit regulären Winkeln auch recht wohl tetragonale Wachstumsformen als vorliegend annehmen. Zuweilen sind die Skelette sehr scharf umrandet, wie z. B. in den Fig. 3, 5, 10, 11, gelegentlich mehr verwaschen begrenzt (Fig. 12).

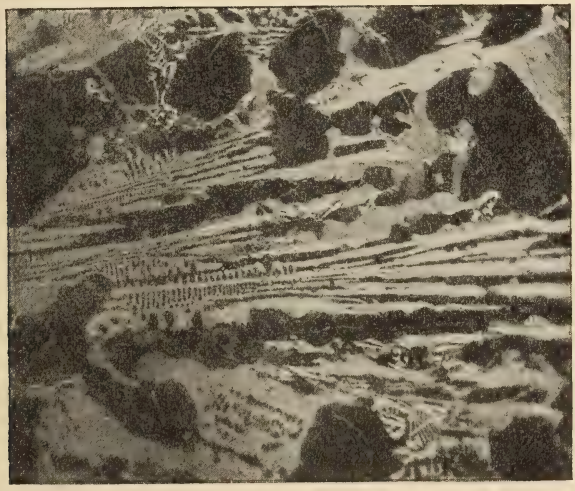


Fig. 13.

Es hängt das wohl von der Schnittlage, auch natürlich von der Präparation ab. Fig. 11 erinnert recht sehr an grobes Perlitgefüge, wie man es z. B. in Cementstahl beobachtet, bei dem im Bilde 11 der Cementit (Fe_3C) an Stelle des Phosphids zu denken ist. Sei auch noch ein schriftgranitischer Bau erwähnt, der sich gelegentlich findet und bei dem das Phosphid die Stelle des Quarzes und das Eisen die des Feldspatuntergrundes spielt. Das gelegentlich korallenartige Aussehen des Phosphids ist schon weiter oben durch Fig. 8 belegt. Es mag sich schließlich noch Fig. 13 anschließen, in der im dunklen Eisengrunde sich links im Halbton das

Carbid heraushebt, das auch dort schon in feinster Verwachsung mit dem Phosphid vorkommt, ihm aber im rechten Teile des Bildes das Feld der Streifen fast vollkommen überläßt. Im übrigen ist es nicht möglich und auch nicht nötig, erschöpfend die schöne Mannigfaltigkeit der Erscheinungen zu schildern, die dem Beobachter im mikroskopischen Bild prächtig entgegen tritt. Die Typen der Erscheinung sind im obigen erwähnt.

Bezüglich der chemischen Natur des Phosphids wurden einige Versuche angestellt, die aber bei dem recht verwickelten stofflichen Aufbau des Materials nicht ganz überwundene

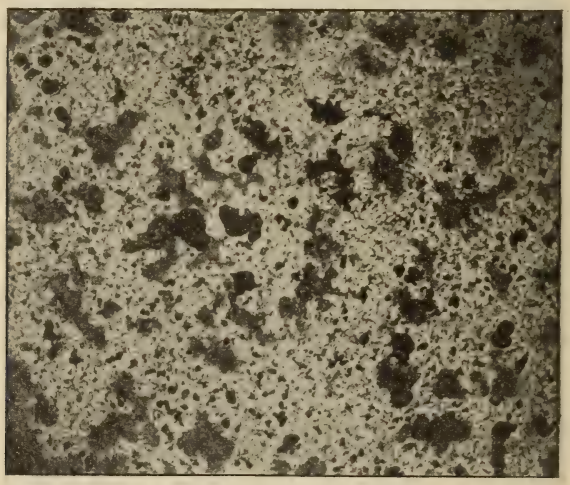


Fig. 14.

Schwierigkeiten machten. Ätzt man polierte Schliffe des Magdeburger Eisens mit sehr verdünnter Salpetersäure, so werden bei makroskopischer Betrachtung die Phosphidstellen scheinbar angegriffen. So sieht es z. B. in Fig. 14 aus, die bei schwacher Vergrößerung (1 : 6) aufgenommen ist. Die tief schwarzen Flecke sind Sulfid, die in ziemlich dunklem Halbton erscheinenden Partien die Stellen mit Phosphid. In Wirklichkeit ist aber nicht das Phosphid von HNO_3 zerstört, sondern seine nächste Eisenumgebung und die Eisenzwischenmasse. Wie Fig. 12 zeigt, ist sie stark gedunkelt. Nach außen hellt das Eisen wieder auf. Es ist also offenbar in

der Nähe der Phosphidausscheidungen anders zusammengesetzt als weiter ab, ein ganz interessantes Beispiel einer Hofbildung. Sie ist ein Anzeichen dafür, daß der Phosphor im Magdeburger Eisen nicht nur als Phosphid vorhanden ist, sondern auch in fester Lösung vorkommt, und daß letztere gewissermaßen einem Kristallisationshof um die sichtbaren Phosphidausscheidungen darstellt. Ähnliches beobachtet man nämlich auch sonst bei technischem Eisen. Nach den Untersuchungen von Stead[1] dunkelt Phosphorferrit beim Ätzen, und zwar um so mehr, je größer der Phosphorgehalt ist. Es scheint also auch hier vor allem in der Nachbarschaft des Phosphids ein Phosphorferrit (wohl Phosphor-Molybdän-Nickel-Kobalt-Ferrit) vorzuliegen.

Beim Behandeln mit Kupferchlorid-Ammonchlorid wird bekanntermaßen das Schreibersit-Phosphid nicht wesentlich angegriffen, so daß es von Kamacit, Taenit und Cohenit getrennt werden kann. So wurde denn auch das Magdeburger Eisen mit der genannten Lösung (8 Tage und Nächte lang unter Umrühren mittels einer Turbine) behandelt und der Rückstand magnetisch aufbereitet. Er enthielt außer Eisen noch Nickel-Kobalt, ferner reichlich Molybdän und viel Phosphor. Ob, wie recht wahrscheinlich, das Phosphid auf den Typus Fe_3P zurückzuführen ist, mit teilweisem Ersatz des Fe durch Nickel-Kobalt sowie Molybdän, ist nicht ganz sicher, da sich nur 12,65 % P ergaben statt 15,6 % bei reinem Fe_3P. Da nun der Mo-Gehalt (gefunden 5,55 %) die P-Zahl herunterdrückt, so scheint mir, auch wegen der schwierigen chemischen Behandlung doch wohl ein Molybdän-Schreibersit vorzuliegen. Es war mir nun weiter ganz interessant, das Verhalten des meteorischen Schreibersits beim Anlassen mit dem des im technischen Eisen sehr verbreiteten Fe_3P und des Magdeburger Phosphids zu vergleichen. Es ist zunächst befremdlich, daß z. B. isolierter Schreibersit von Beaconsfield und von Magura sich weit eher anlassen als das technische Phosphid desselben chemischen Typus (Fe_3P) und auch als das Magdeburger Phosphid. Bekanntlich ist Schreibersit $(Fe, Ni, Co)_3P$. Der Nickelgehalt wechselt. Nach einer Zusammenstellung neuerer

[1] J. E. Stead, Iron and Phosphorous. The Metallographist. 4. 1901. p. 89.

Analysen von E. Cohen[1] kennt man solche mit 11—43 % Ni. Die sogen. Rhabdite sind die Ni-reichen Abarten. Dazu kommt nun das in technischem Eisen bekannte Fe_3P ohne Nickel. Nach Stead kennzeichnet sich dies durch schwere Oxydierbarkeit. Es bleibt beim Anlassen zunächst weiß, wenn z. B. Ferrit und Cementit bereits gefärbt sind. Weiterhin fand ich, daß auch der Ni-reiche Rhabdit von Beaconsfield schwer anläuft. Es ist das ein chemisch bemerkenswerter Fall insofern, als die Extreme der genannten Phosphidreihe, nämlich das technische Phosphid Fe_3P und das nickelreiche Phosphid, der Rhabdit, dem Einfluß des Sauerstoffs der Luft beim Erwärmen guten Widerstand leisten, während die Phosphide mit Zwischengehalt an Ni leichter angreifbar sind. Es wäre das also ein Beispiel nicht einfach additiver Eigenschaften bei isomorphen Mischungen; die Oxydationskurve hätte vielmehr zwischen den Endgliedern ein Maximum. Bei der Gelegenheit sei noch vermerkt, daß Schreibersit je nach der Temperatur in zwei Modifikationen vorkommt, in einer magnetischen bei niedriger und einer unmagnetischen bei erhöhter Temperatur. Es ist das eine Eigenschaft, die man bei mehreren Eisenverbindungen findet. Auch das Eisen selbst zeigt die erwähnte, recht bemerkenswerte Eigenart. Im reinen Zustande folgt es bis 740° dem Magneten, darüber hinaus nicht mehr. Man bezeichnet das magnetische Eisen als α-Ferrit. Es geht bei 740° in festem Zustande in β-Ferrit über, ähnlich wie z. B. Boracit bei 265° seine Modifikation wechselt. Für Magnetit, also für eine sehr Fe-reiche Substanz, ist ein solcher magnetischer Umschlag gleichfalls bekannt[2]. Er tritt bei etwa 575° ein. Auch der Cementit (Cohenit) kommt in zwei solchen Zuständen vor. Erhitzt man kleine Teilchen von Cohenit, Schreibersit und Magnetit, die an einem Magneten hängen, gleichzeitig, so fällt erst Cohenit, dann Schreibersit, dann Magnetit herab zum Zeichen, daß die Umschlagstemperaturen der α- in die β-Modifikation bei Cohenit am niedrigsten, eine mittlere bei Schreibersit (bei beiden unter Rotglut) am höchsten von den

[1] E. Cohen, Meteoritenkunde. **1**. 1894. p. 131 und **2**. 1903. p. 233.

[2] F. Rinne, Über das Verschwinden und Wiedererscheinen des Magnetismus beim Erhitzen und Abkühlen von Magneteisenerz. Centralbl. f. Min. etc. 1902. p. 294.

dreien bei Magnetit ist, der aber immerhin weit eher unmagnetisch wird als Ferrit. Der Eisengehalt regiert die Umschlagstemperaturen also nicht direkt, was auch bei chemischen Verbindungen nicht anzunehmen ist, sonst müßte die Aufeinanderfolge Schreibersit, Magnetit, Cohenit, Ferrit sein.

Die Sulfide erscheinen in kleinen bis ca. 3 mm großen und in sehr kleinen, rundlichen, auch länglichen, ovalen oder gelappten Durchschnitten, von denen zuweilen benachbarte einen Parallelismus aufweisen, also auf unterschnittflächliche Verbindung der Teilchen hinweisen, auf die Art ein skelett-

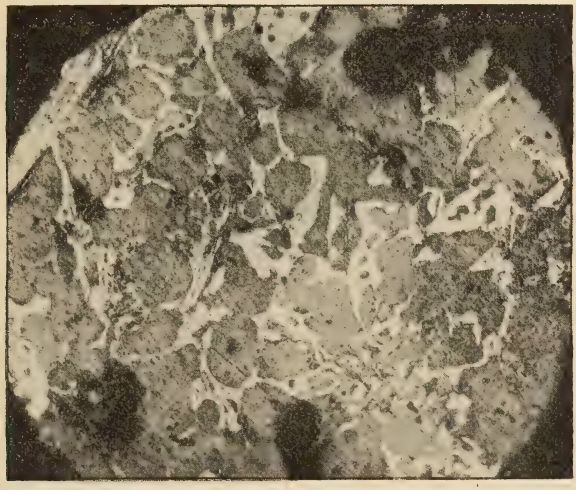


Fig. 15.

förmiges Wachstum andeutend. Durchschnitte der Sulfide kann man z. B. in Fig. 3 beobachten. Sie erfordern zur Erkennung außer Politur keine besondere Behandlung der Platten und zeigen bei der mikroskopischen Betrachtung unmittelbar einen Aufbau aus verschiedenen Körpern. Man sieht gelbes Eisensulfid (Troilit, Fe S) und bläuliches Kupfersulfid, ähnlich wie auf Schliffen vom Kupferstein des Hüttenbetriebes. Es fehlen auch nicht rosa Fetzen und Punkte von wohl sicher gediegen Kupfer. Besonders gut kann man in Fig. 6 oben und unten am Rande etwas links, auch rechts unten an der Seite des Bildes die Verschiedenartigkeit im Bau der Sulfid-

einlagerungen wahrnehmen. Ihre ganze Erscheinungsart erinnert recht sehr an die der Troilitknollen in Meteoreisen.

Das Gefüge des Magdeburger Eisens ist ganz charakteristisch. Einsprenglingsartig treten makroskopisch Sulfid und mehr oder minder ausgesprochen das Phosphid auf; im mikroskopischen Bilde ist vielfach recht kennzeichnend, daß rundliche Eisenkörner in einer spärlichen Grundmasse liegen, und zwar von Eisen mit Carbid, oft in grober eutektischer Verwachsung (Fig. 6), oder von Carbid mit Phosphid bezw. Phosphid allein (Fig. 15, 1 : 65). Im übrigen wechseln die Bilder strukturell doch ziemlich stark. Manche erinnern recht sehr an sogen. granophyrische Quarzporphyre.

Bezüglich der Erstarrungsgeschichte wird man drei Perioden unterscheiden müssen: 1. Schmelzfluß, 2. Kristallisations-Intervall, 3. Bildungen durch Umstehen in der bereits festen, wenn auch noch hoch temperierten Masse. Von den Bestandteilen der Magdeburger Eisensau, 1. Eisen, 2. Carbid, 3. Phosphid, 4. Sulfid mit gediegen Kupfer, gehören zu den Ausscheidungen aus Schmelzfluß sicher die Sulfide. Sie sind aus dem flüssigen Zustande kristallisiert und haben im festen Zustande Modifikationsumschläge unter Volumänderung erfahren, was mit ihrem etwas spröden Verfallen im Einklang steht und wie es ja für Fe S bekannt ist[1]. Schmelzflußausscheidung ist natürlich auch das Eisen, ferner das Carbid zum Teil. Auch beim technischen Eisen gibt es unmittelbare Kristallisation von Fe_3C aus dem Schmelzfluß. Die Hartgußindustrie beruht darauf. Wie Heyn[2] betonte, ist zwar Graphit die stabile Bildung, durch Überkühlung kommt es aber zur unmittelbaren Carbidkristallisation, die sonst erst durch Ausscheidung aus der festen Lösung erfolgen würde. Beim langen Glühen (Tempern) wird der stabile Zustand mit Ausscheidung von Graphit (Temperkohle) erreicht. Das Phosphid des technischen Eisens wird im allgemeinen wohl als

[1] Vergl. H. Le Chatelier et Ziegler, Sulfure de fer, ses propriétés et son état dans le fer fondu. Bull. d. l. soc. d'encourag. 1902. p. 368. Eine im Laboratorium von Prof. Tammann ausgearbeitete Abhandlung über Eisen und Schwefel wird demnächst veröffentlicht.

[2] E. Heyn, Labile und metastabile Gleichgewichte in Eisen-Kohlenstoff-Legierungen. Zeitschr. f. Elektrochemie. 1904. p. 491.

unmittelbare Schmelzflußausscheidung betrachtet. Beim Magdeburger Eisen wird man die größeren Durchschnitte des Carbids und des Phosphids, die oft in eutektischer Struktur mit dem Eisen und miteinander erscheinen, als Absonderungen aus dem Fluß betrachten müssen. Kaum zu bezweifeln ist aber anderseits, daß die staubförmigen, faserigen und büscheligen Teilchen von Carbid und Phosphid sich aus bereits festem Eisen aussonderten, als dessen Löslichkeit für die in Rede stehenden Stoffe mit der Temperaturerniedrigung sank.

Es sind das alles Erscheinungen, die nicht nur das Wesen der Meteoreisen mehr und mehr erhellen, sondern auch Vergleiche mit den silikatischen Eruptivgesteinen zulassen.

Hannover, Mineral.-geol. Institut der Technischen Hochschule.

Ueber eine neue Medusengattung aus dem lithographischen Schiefer.

Von

Otto Maas in München.

Mit 4 Textfiguren.

In dem reichen Material der hiesigen paläontologischen Sammlung fand sich eine noch unbeschriebene kleine Medusenplatte aus dem lithographischen Schiefer von Kelheim, die mir zur Bestimmung überwiesen wurde. Das Fossil ist trotz der Kleinheit außerordentlich gut erhalten und gestattet einen Anschluß an wohlbekannte rezente Formen bis zu solchen Einzelheiten der Organisation, daß mir eine eigene Beschreibung gerechtfertigt erscheint.

Das Fossil (Fig. 1) bildet auf dem Stein eine leicht konvexe, fast kreisrunde Scheibe von etwa 15 mm Durchmesser und 3—4 mm Höhe. Eine durch Lappung unregelmäßige Ringfurche (*c*) teilt die Scheibe in eine äußere, stärker abfallende Ringpartie von etwa $3\frac{1}{2}$ mm und in einen inneren Kreis von etwa 8 mm Durchmesser ($2 \times 3\frac{1}{2} = 7 + 8 = 15$). Die innerste Partie des Kreises (*g*) zeigt Erhabenheiten und Vertiefungen, die eine deutliche Vierteiligkeit der Mitte anzeigen; vier schildförmige, leicht erhabene Platten verlaufen nach außen in den glatten Kreis, während sie nach innen, gegeneinander, vier konvexe Bogenlinien (*f*) bilden, zwischen denen eine entsprechende, ungefähr kreuzförmige Rinne übrigbleibt. Der äußere Teil des glatten Kreises bildet 8 nach außen vorspringende Lappen,

von denen namentlich die im oberen Teil der Platte (der überhaupt besser erhalten ist) deutlich zu erkennen sind. Diese 8 Lappen entsprechen der Einteilung des äußersten Ringteils; er zerfällt in 8 + 8 Felder (Fig. 1 u. 3) von ungefähr gleicher Größe; jedes einzelne Feld bildet (s. unterer Teil der Platte) ein Rhomboid, von dem Nachbarfeld durch eine Rinne getrennt, in der Mitte etwas erhaben. Im oberen Teil der Platte zeigen sich die einzelnen Felder etwas verschieden, insofern als jedes zweite Feld ein eiförmiges Schildchen trägt, und dadurch etwas gegenüber dem Zwischenfeld hervorsticht. Es sind also im ganzen 8 solcher höheren Felder und 8 Zwischen-

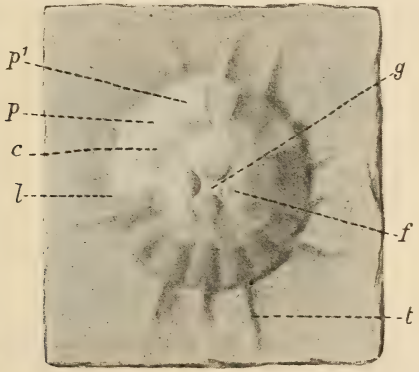


Fig. 1. *Paraphyllites distinctus* n. g. n. sp. 2/1. g = zentrale Magenpartie mit f = Filamentbogen, c = Ringfurche, die den Schirm in 2 Teile scheidet, p und p_1 = Pedalien (Felder) des äußeren Teils, l = äußerster Lappenkranz, t = Tentakel.

felder vorhanden; die obenerwähnten Lappen des inneren Kreises fallen genau in die Zwischenfelder. Überhaupt ist die ganze Einteilung, die gegenseitige Abmessung der Felder äußerst regelmäßig; auch die Vierteilung des Mittelfeldes fällt genau in entsprechende Radien des äußeren Teils (s. Fig. 1).

Der äußere Rand schneidet nicht scharf kreisförmig ab, sondern bildet einen dünnen unregelmäßigen Saum; an den besterhaltenen (oberen) Stellen der Platte zeigt dieser deutlich einen lappigen Kontur, je zwei Randfelder verbindend (s. Fig. 2). Eine sehr auffällige Struktur bilden die von dem Rand ausgehenden radiären Streifen, die als erhabene Firsten verschieden weit in die Platte zu verfolgen sind (Fig. 1 u. 2).

Sie entsprechen den Randfeldern, sind aber nicht an allen 16 vorhanden. Manchmal scheinen sie noch ein Stück zentralwärts erkennbar und das betreffende Randfeld einzukerben (s. unterer Teil der Fig. 1 u. Fig. 2); der am weitesten nach außen verfolgbare Streifen ist etwa 18 mm lang; alle sind von ziemlich geradem Verlauf.

Die Deutung des Fossils als Meduse ergibt sich durch die gesamte Gestalt und Wölbung, durch den radiären Bau, insbesondere die Zahl der Radien, und ferner durch die zuletztgenannten Streifen, die durchaus den Eindruck von Tentakeln hervorrufen. Auch die nähere Einreihung ist nicht allzu schwierig. Der erste Eindruck könnte wohl auf eine

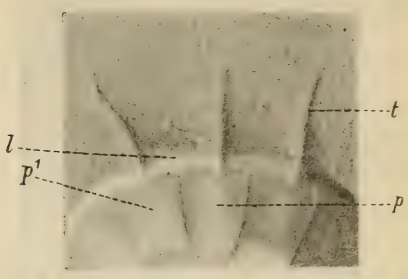


Fig. 2. Der obere Teil der Platte stärker vergrößert, um die Randlappen (*l*), die Tentakel (*t*) und die Struktur der Pedalzone (*p*) besser zu zeigen.

craspedote Meduse hinweisen, wegen der Kleinheit und der verhältnismäßig scharfen Schirmumrandung. Es wäre dies um so interessanter, als bisher, wenn wir von schlechter erhaltenen und unbestimmbaren Abdrücken absehen (s. Haeckel 1870), nur Acraspeden fossil sich finden. Es müßte dann der äußerste unbestimmte Rand dem Velum der Craspedoten entsprechen, die schärfere Hauptkontur des Fossils der Peripherie des eigentlichen Gallertschirms. Dieser Rand ist hier gekerbt, was unter Craspedoten nur bei den Narcomedusen der Fall ist, wo die Tentakel höher heraufrücken und dadurch den Schirmrand in Lappen zerteilen. Solche Einkerbungen, wie durch die Tentakel verursacht, kann man in der Tat am Rand des Fossils erkennen, und auch der ziemlich starre Verlauf der Tentakellinien würde zu der charakteristischen straffen Haltung der Narcomedusententakel passen. Aber andere Gründe

sprechen dagegen, die Form als Narcomeduse und überhaupt als Craspedote anzusehen. Dazu gehört vor allem, daß der äußerste Kontur nicht ganzrandig ist, wie es ein Velum sein müßte, sondern ebenfalls gelappt, wie es für den Schirmrand der Acalephen zutrifft. Man könnte zwar noch daran denken, daß das Velum zerknittert erhalten geblieben wäre, aber dazu ist die Lappung zu regelmäßig; sie entspricht, wo sie erkennbar ist, durchaus der Einteilung des übrigen Schirms (s. Fig. 1 u. 2). Ferner weist die Vierteiligkeit des Mittelfeldes auf die Einteilung des zentralen Magens bei Acalephen hin, wo 4 im Kreuz gestellte Gallertleisten, die Filamentträger, typisch sind, während bei den Narcomedusen der Magen eine flache Tasche ohne jede Differenzierung darstellt, und die ganze zentrale Partie ohne jedes Relief sein müßte. Die genaue Einteilung in 16 Felder und die Abgrenzung dieser äußeren 16teiligen Partie von einer inneren glatten durch einen zirkulären Saum, weist zudem auf eine ganz bestimmte Gruppe der Acalephen, die Coronata (sens. Vanhöffen), von denen die rezente *Nausithoe* ein bekannter Vertreter ist.

Es muß hier mit einigen Worten der systematischen Einteilung der Acalephen gedacht werden, zumal diese seit Haeckel's etwas schematischer Gruppierung wesentliche Modifikationen erfahren hat, die den Paläontologen wohl fremd geblieben sind. Haeckel hat 4 Ordnungen unterschieden, Stauromedusae, Peromedusae, Cubomedusae und Discomedusae, und unter letzteren wieder die Unterordnungen der Cannostomen, Semaeostomen und Rhizostomen. Diese 4 Ordnungen sind sehr ungleichwertig, wie spätere Untersuchungen, insbesondere von Vanhöffen (1892), dann von Maas (1897) gezeigt haben, denen sich auch Délage in seinem Traité de zoologie concrète anschließt (1901). Auf die einzelnen Modifikationen, die gänzliche Abtrennung der Cubomedusae, wegen ihres so verschiedenen Baus und der abweichenden Radienverteilung, die Stellung der Stauromedusen, deren festsitzende Vertreter unter Umständen überhaupt aus dem System der Acalephen ausscheiden, sei hier nicht eingegangen; auch existieren hierüber noch kleine Meinungsverschiedenheiten. Dagegen stimmen die Autoren durchaus überein in einer auch hier wichtigen Abänderung des Haeckel'schen Systems, daß

nämlich die sogen. Peromedusen mit einem Teil seiner Discomedusen, den sogen. Cannostomen eng verwandt sind. Es bleiben von den Haeckel'schen Discomedusen nur die schon von den älteren Autoren (L. Agassiz etc.) abgegrenzten Unterordnungen, Semaeostomen und Rhizostomen übrig; die Cannostomen fallen mit den Peromedusen in eine Hauptgruppe, die Coronata, deren wichtigste Kennzeichen die Ringfurche und der Lappenkranz des Schirms mit seiner bestimmten Einteilung ausmachen.

Gerade an diese Gruppe der Coronata schließt sich das vorliegende Fossil eng an und zeigt Charaktere vereinigt, die der Vanhöffen'schen Gruppe zukommen, während sie laut Haeckel in verschiedenen Abteilungen des Systems getrennt vorkämen. Es ist darum diese Juraform auch für die Systematik der rezenten Medusen von Bedeutung und ein Zeugnis zugunsten der berührten Neuordnung des Systems. Für die Deutung der einzelnen Teile nehme ich an, daß die Reliefplatte die positiven Verhältnisse des Schirms wiedergibt, wie ich das in einer früheren Arbeit ausführlich erörtert habe (1902 p. 316 u. 320); eine Konkavplatte, die den Abdruck der Meduse darstellen würde, liegt hier nicht vor. Die Reliefplatte kann dann Gegenabdruck resp. Selbstversteinerung der Meduse sein. Das letztere trifft wohl hier zu. Entscheidend sind außer der ganzen Konfiguration des Schirms, die über ihn herausragenden Teile, die Tentakel, die deutliche Erhabenheiten darstellen.

Die Übereinstimmung der fossilen Schirmteile mit denen rezenter Coronaten ist ganz auffallend; ein Vergleich der Fig. 1 mit den Abbildungen von *Nausithoe* (z. B. Vanhöffen 1892, Taf. IV Fig. 1 u. 2) oder einer anderen Coronate (Maas 1897, Taf. IX, 1903, Taf. II Fig. 10) zeigt dies besser als lange Erläuterungen und gibt auch zugleich eine Deutung der einzelnen Reliefverhältnisse des Fossils. Die zentrale Partie (*g*) mit den 4 Bogen (*f*) stellt, wie erwähnt, den Abdruck der Magenteile dar; derselbe muß durch die Gallerte hindurch erfolgt sein. Auch bei lebenden Medusen kann man, wenn der Gallertschirm nicht zu dick ist, diese Magenteile nicht nur durch die Gallerte von oben durchschimmern sehen, sondern auch beobachten, wie sich beim Eintrocknen ihr Relief

durch die Gallerte hindurch tatsächlich bemerkbar macht. Daß das nicht so genau geschehen kann als wie bei der direkten Versteinerung der übrigen Teile, mag die kleine Unregelmäßigkeit oder Ungleichheit in den 4 Radien zur Folge haben (die an der Zeichnung Fig. 1 nicht so zum Ausdruck gekommen ist). Die gelappte Kreislinie, die den mittleren sanft gewölbten Teil von der stärker abfallenden Randpartie trennt, entspricht nach Lage und Verlauf durchaus der Kranzfurche (*c*), die für die betreffenden Medusengruppen den Namen Coronata bedingt. Der äußere Teil mit den 16 Feldern entspricht der Pedalzone der Coronaten. Nicht nur in der Subumbrella ist die betreffende Region bei dieser Gruppe in 16 rhombische Felder eingeteilt (s. die oben erwähnten Figuren

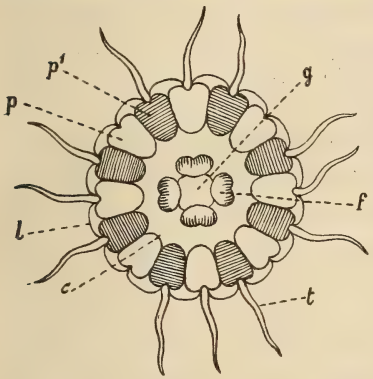


Fig. 3. Schema einer coronaten Meduse, das sowohl für das Fossil wie für die rezente *Paraphyllina* paßt (abgesehen von der Tentakelzahl auch für *Nausithoe*). Buchstaben wie in Fig. 1.

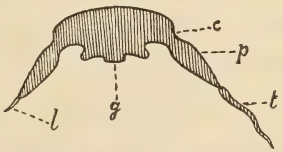


Fig. 4. Profildurchschnitt einer rezenten Coronate. An der Ansatzstelle von Tentakel (*t*) und Lappensaum (*l*) wäre für das Fossil das Niveau der Platte zu denken.

rezenter Formen), sondern auch die Exumbrella zeigt den Tentakeln und Sinnesorganen entsprechend 16 sogen. „Pedalien", die als Gallertwülste (*p*) von der Ringfurche bis zum eigentlichen Schirmrand mit seinen Lappen reichen. Diese Lappen (*l*) fallen wie aus der konstruierten Zeichnung (Fig. 3) ebenso wie am Fossil selbst (Fig. 1 u. 2) ersichtlich ist, zwischen die einzelnen Pedalien (*p*) und entsprechen durchaus den 16 Randlappen, resp. 8 Doppellappen der erwähnten rezenten Medusen. Auch die Zeichnung des Durchschnitts (Fig. 4) paßt ebensowohl auf eine Konstruktion vom Fossil als für den Durchschnitt einer rezenten *Nausithoe*. Man erkennt daran die Mittelregion mit dem Magen (*g*), die durch die Ringfurche (*c*) von der Pedalzone (*p*) getrennt ist. In beiden Regionen ist

der Schirm noch von verhältnismäßiger Dicke, während die Lappen (*l*) nur einen dünnen Randsaum darstellen und sich deswegen auch im Stein nicht so gut ausdrücken können. Die Tentakel (*t*) als weit hinaus unabhängig verlaufende Gebilde sprechen sich wieder besser aus. Ihre Lage auf dem Stein ist wie die der Lappen horizontal, wie es beim Aufliegen einer Meduse auf dem Boden der Fall sein muß; die Durchschnittszeichnung (Fig. 4) zeigt beide Gebilde mehr in natürlich herabhängender Lage. Daß die 16 Felder, wie erwähnt, abwechselnd stärker und schwächer hervortreten, könnte zunächst durch das Vorhandensein von 8 Gonaden erklärt werden, wie sie den Nausithoiden zukommen; doch liegen diese mehr zentralwärts, und eher sind die 8 etwas unregelmäßigen Lappen an der Ringfurche auf die Gonaden zu beziehen, falls diese sich durch die Schirmgallerte hindurch überhaupt ausdrücken können. Die Möglichkeit hierzu wäre hier eher gegeben als bei vielen anderen Medusen, da bei *Nausithoe* die Gonaden im entwickelten Zustand 8 pralle scharf umschriebene Säcke darstellen (s. Figur von *Nausithoe picta* Agassiz et Mayer 1902, Pl. 7; Maas 1903, Taf. I Fig. 5).

Eine Schwierigkeit für den Anschluß an *Nausithoe* selbst besteht in der Zahl und Verteilung der Tentakel bei dem Fossil. Diese sind bei *Nausithoe* in 8-Zahl vorhanden und inserieren an der Mitte von je 8 der 16 Felder (Pedalien); die 8 Zwischenfelder tragen Sinnesorgane (s. Figuren). Hier aber lassen sich mehr wie 8 Tentakel erkennen; denn auch an den Zwischenfeldern sitzen solche, allerdings nicht an allen. Es wäre zunächst anzunehmen, daß allen 16 Tentakel zukämen, weil solche an nebeneinanderstoßenden Feldern zu sehen sind und daß sie nur manchmal weniger gut erhalten seien. Aber diese Lücken zwischen den Tentakeln sind zu regulär, um sie auf einen bloß zufälligen Erhaltungszustand zu beziehen. Es folgen nämlich immer genau 3 Felder mit Tentakel, dann eins ohne solchen, dann wieder 3 Felder mit Tentakeln, dann die Lücke usw., so daß im ganzen 12 Tentakelfelder und 4 tentakelfreie Felder vorhanden sind. Dieser Verteilungsmodus entspricht genau dem der rezenten Periphylliden, die früher als Peromedusen in einer besonderen Ordnung standen, jetzt aber mit den Nausithoiden zur Gruppe der Coronaten ver-

einigt sind (s. o.) Man kann die Periphylliden von Nausithoiden schematisch derart ableiten, daß in 4 von den 8 Radien, die Sinnesorgane tragen, Tentakel ausgebildet sind, so daß anstatt 8 Tentakeln und 8 Sinnesorganen mit entsprechenden Lappen, 12 Tentakel und 4 Sinnesorgane vorhanden sind; die 16 Pedalien und die zwischen sie fallenden Lappen des Randsaumes bleiben aber in ihrer Zahl erhalten. Diese Ableitung der 12 + 4 aus den 8 + 8 Formen (man könnte dabei auch an eine „Mutation" denken) kann auf zweierlei Weise gedacht werden (s. Maas 1903, p. 7), erstens indem in den Perradien der Meduse (Radius der Magenecken) die 4 additionellen Tentakel stehen und in den Interradien die Sinnesorgane geblieben sind (das typische Genus *Periphylla* s. z. B. Vanhöffen 1902, Taf. II Fig. 8) oder umgekehrt, indem die additionellen Tentakel in die Interradien (Radien der Magenflächen mit den Filamenten) fallen, wie bei dem von mir beschriebenen Genus *Paraphyllina* (1903, p. 6, Taf. II Fig. 10 u. 11). Das Fossil erlaubt auch hierin einen bestimmten Anschluß; die tentakelfreien Felder fallen zwischen die Magenflächen, und die mittleren von je 3 Tentakel, die additionellen Tentakel, fallen genau in die Radien der 4 Filamentbogen, also in die Interradien. Demnach steht das Fossil der rezenten *Paraphyllina* am nächsten. Auch die Schirmwölbung stimmt mit dieser besser überein wie mit *Periphylla*. Beide Gattungen haben zum Unterschied von *Nausithoe* die 8 Gonaden nicht gleichmäßig verteilt, sondern zu je 2 in den 4 Interradien genähert; hier beim Fossil wären es, ob man die eine oder andere der oben berührten Reliefverhältnisse mit den Gonaden in Beziehung bringt, 8 gleichmäßig verteilte Schilder. Hierin läge also eine größere Hinneigung zu *Nausithoe* als bei beiden rezenten Gattungen. Doch hat auch *Paraphyllina* in anderer Hinsicht, „in der Struktur des Sinneskörpers . . . . sowie in den Verhältnissen des Schirms, Magens noch eine größere Ähnlichkeit mit *Nausithoe*" (Maas 1903, p. 7). Zwischen diese beiden Gattungen wäre also das Fossil zu stellen und als ein weiteres Zeugnis für die Vereinigung der von Haeckel getrennten Gruppen aufzufassen.

Als Gattungsname wähle ich *Paraphyllites* (um das zu lange Wort *Paraphyllinites* zu vermeiden), als Speziesname

distinctus, wegen der Schärfe des Abdrucks und der leichten systematischen Einreihung. Es braucht hier keine besondere Gruppe fossiler Medusen angenommen zu werden, sondern die Einordnung kann mindestens bis zur Familie herab, wenn nicht noch weiter, in rezente Formen geschehen.

Klasse Acalephae (Medusae acraspedae).

Medusen ohne Velum, mit gelapptem Schirmrand, mit Gastralfilamenten, die den Magen teilen.

Ordnung Coronata.

Schirm mit äußerer Ringfurche und Pedalzone (Lappenkranz).

Familie Paraphyllinidae (Periphyllidae partim).

Mit 4 Sinnesorganen (Rhopalien) und 4 × 3 Tentakeln, also 4 Rhopalar- und 12 Tentacularpedalien. Die 4 Rhopalien liegen perradial (bei den Periphyllidae s. str. interradial).

Gattung *Paraphyllina* rezent.

Mit 8 Gonaden, die paarweise gruppiert, interradial liegen.

Gattung *Paraphyllites* (lithographischer Schiefer).

Mit 8 Gonaden, die in gleichen Abständen (adradial?) liegen.

Die Deutung der oben beschriebenen Bildungen als Gonaden ist nicht ganz sicher. Läßt man sie beiseite, so könnte das Fossil sogar in eine rezente Gattung eingeordnet werden; doch wird der erwähnten Möglichkeit wegen, wie aus allgemeinen Gründen ein besonderer Name einstweilen vorzuziehen sein.

Paraphyllites distinctus n. g. n. sp.

München, Zoolog. Institut, Mai 1906.

Literatur.

1865. E. Haeckel: Über fossile Medusen. Zeitschr. f. wissensch. Zool. **15**.
1870. — Über die fossilen Medusen der Jurazeit. Ibid. **19**.
1879. — Das System der Medusen. (Mit Atlas.) Jena.
1892. E. Vanhöffen: Die Acalephen der Plankton-Expedition. Kiel und Leipzig.
1897. O. Maas: Reports on an Exploration .... by the U. S. Steamer Albatross. XXI. Die Medusen. Mem. Mus. Comp. Zoology. Cambridge Mass. **23**.
1901. Y. Delage et E. Hérouard: Traité de zoologie concrète. **2**. 2. Les Coelentérés. Paris.
1902. O. Maas: Über Medusen aus dem Solenhofer Schiefer und der unteren Kreide der Karpathen. Palaeontographica. Stuttgart. **48**.
1902. A. Agassiz and A. G. Mayer: Reports on the Scientific Results of the Expedition to the Tropical Pacific .... from August 1899 to March 1900. III. Medusae. Mem. Mus. Comp. Zoology. Cambridge Mass. **26**.
1902. E. Vanhöffen: Die acraspeden Medusen der deutschen Tiefsee-Expedition 1898/99. Erg. Deutsch. Tiefsee-Exp. **3**. Jena.
1903. O. Maas: Die Scyphomedusen der Siboga-Expedition. Siboga Expeditie. XI. Leiden.

Ueber das Gehirn von Adapis parisiensis Cuv.

Von

L. Neumayer in München.

Mit Taf. V.

Durch die Liebenswürdigkeit des 2. Konservators der geologischen Staatssammlung in München, Herrn Dr. M. Schlosser, erhielt ich einen Ausguß des Schädels von *Adapis parisiensis*, eines Primaten aus dem Eocän von Quercy, der in vorzüglicher Weise zahlreiche Details des Baues und der Gliederung des Gehirns dieser fossilen Säugetiere erkennen läßt.

Der Ausguß ist in den Abbildungen I, II und III in dorsaler, ventraler und seitlicher Ansicht in zweifacher natürlicher Größe wiedergegeben. Er besteht aus 2 Stücken, einem größeren, Fig. I rechts, welches das Groß- und Kleinhirn (*H* und *C*, Fig. I) mit einem Stück der Medulla oblongata (*Mo*) umfaßt und einem kleineren, in Fig. I links dargestellt, das den oralen Abschnitt des Riechhirns (*R* Fig. I) — die Lobi olfactorii — repräsentiert, die durch eine seichte, dorsal einschneidende, muldenförmige Furche voneinander abgegliedert erscheinen. Das Verbindungsstück zwischen den beiden Hirnteilen fehlt; dasselbe wurde schätzungsweise in der Fig. I auf + 9 mm Länge durch punktierte Linien angegeben.

Von oben betrachtet gleicht der Außenkontur des Gehirns jenem von *Coryphodon elephantopus* Cope (1) in mancher Hinsicht, weicht aber in seiner Gliederung davon in vielen Punkten ab, namentlich in bezug auf Ausdehnung der Hemisphären und Größe des Kleinhirns. Betrachtet man das Hemisphärenhirn

von oben, so fällt die vollkommen glatte Großhirnoberfläche in die Augen, die nicht die Spur einer Trennung in zwei Hemisphären durch eine in der Mittelebene einschneidende Fissura cerebri magna erkennen läßt. Es ist diese Erscheinung um so auffallender, als eine Reihe feinerer Details auf das schärfste im Abguß zum Ausdruck kommen. Der Mangel dieser Fissur erklärt sich zum Teil durch das Fehlen eines Stückes des Schädeldaches, zum Teil — in der Occipitalregion — durch den mangelhaften Erhaltungszustand der inneren Lamelle der Schädelkapsel. An den Seiten sieht man zwei kleinere, scharf ausgeprägte Furchen in die Hirnoberfläche einschneiden, die nach hinten und oben auslaufen (Fig. I und III). Die vordere der beiden Furchen (*Fa*) zieht vom oralen und unteren Umfange des Großhirns nach oben hinten und verliert sich, seichter werdend, an der oberen Fläche des Hirns, nahe der medialen Ebene. Sie trennt das Riechhirn (*R* Fig. I) vom Hemisphärenhirn (*H* Fig. I). An der unteren und lateralen Fläche des Großhirns zieht diese Furche in flachem Bogen (Fig. II *Fm*) nach hinten und geht unmittelbar in die zweite Furche (*Fp* Fig. I und III) über. Diese steigt schief von unten nach oben, hinten empor und verliert sich fast in gleicher Höhe mit der 1. Furche (*Fa* Fig. I) am Dache des Großhirns. Diese Furche (*Fp*) trennt eine bauchige Ausladung des Großhirns nach vorne und medial von der Hauptmasse des Hirns ab, sie entspräche in Lage und Verlauf der als Fissura Sylvii bezeichneten Furche der rezenten Wirbeltiergehirne und würde demnach an ihrer medialen Seite von einem Lobus frontalis, an der lateralen von einem dem Lobus temporalis (*Lt* Fig. I) homologen Hirnabschnitt begrenzt. Caudal verliert sich dieser seitlich vorspringende Hirnabschnitt (*Lt*) in leicht geschwungenem Bogen in ein, von oben gesehen, fast viereckiges Hirngebiet (*C* Fig. I) das caudal steil gegen eine Furche (*Ftp* Fig. III) abfällt, die ich als Fissura transversa posterior deute. Ich betrachte nämlich als Region des Kleinhirns den eben erwähnten, fast rechteckigen Hirnabschnitt, der sich dann caudal unmittelbar in die Medulla oblongata (*Mo*, Fig. I) fortsetzt. Seine Oberfläche erscheint vollkommen glatt, jede Spur einer Teilung in zwei Kleinhirnhemisphären oder in Furchen fehlt. An

diese Region des Kleinhirns schließt sich die Medulla oblongata (*Mo* Fig. I) an. Auf ihrer dorsalen Seite finden sich zwei von oben nach unten und vorne ziehende Höcker (Fig. I *h*), die durch ein von hinten einschneidendes dreieckiges Feld mit nach vorne gekehrter Spitze voneinander getrennt werden. Ich war anfangs geneigt, diese beiden Gebilde für die paarigen Anlagen des Kleinhirns zu halten, aber das Verhältnis derselben zu den Nerven stände mit dieser Anschauung nicht in Einklang. Es erscheint mir nicht ausgeschlossen, daß diese der Medulla oblongata aufsitzenden Gebilde als Corpora restiformia zu deuten sind.

Ich wende mich nun zur Betrachtung der seitlichen und unteren Ansicht des Gehirns.

Unmittelbar hinter dem Großhirn sieht man eine ventral konvexe Platte von hinten und oben nach vorne und unten ziehen (Fig. II und III 5). Dieselbe ist der hinteren und unteren Wand des Großhirns dicht angelagert und endet mit abgestumpfter Spitze. Ich deute diese löffelförmige Bildung als 5. Hirnnerven. Darauf folgen weiter zurück (Fig. III 7 und 8) zwei kegelförmige Vorsprünge, die übereinander gelegen durch eine tiefe, von vorn nach hinten einschneidende Furche voneinander getrennt sind. Der größere obere (8) dieser kegelförmigen Vorsprünge stellt die Wurzel des Nervus acusticus, der kleinere (7) untere die des N. facialis dar. Durch eine seichte Grube von diesem Nervenkomplex getrennt liegen weiter caudal zwei Höcker unmittelbar übereinander (Fig. III 9 und 9_1), ich fasse den oberen als Ursprung des Glossopharyngeus, die Verbindungsbrücke zum unteren Vorsprung (Fig. III 9) als Abguß des Nerven selbst auf. Hinter der Fissura transversa posterior springt im lateralen und dorsalen Bereich der Medulla oblongata ein stumpfer Höcker vor (Fig. II und III 10), der seiner Lage nach der Austrittsstelle des Vagus aus der Medulla entspricht. Vom 11. Hirnnerven kann ich keine Spuren finden, einer Wurzel des Hypoglossus könnte jener kleine Vorsprung entsprechen, der in Fig. II am hintersten Ende der Medulla am Boden (Fig. II 12) zu sehen ist.

Die Hirnbasis zeigt da, wo Frontal- und Temporallappen aneinander grenzen, von den Seiten gegen die Mittellinie hin konvergierend, zwei Wülste (Fig. II 2), die nach vorn durch

eine Delle voneinander getrennt werden: es sind die Nervi optici, die bis kurz vor ihrer Kreuzung erhalten sind. Hinter den N. optici, genau in der Mitte der Hirnbasis, erhebt sich eine von vorn nach hinten verlängerte Kuppe, das Infundibulum (Fig. II J), zu dessen beiden Seiten je eine schmale Leiste sichtbar ist (Fig. II 3), die ihrer Lage nach dem Oculomotorius entsprechen könnte. In ihrer Fortsetzung gegen die Region des Kleinhirns zieht eine ähnliche schmale Leiste (Fig. II 6), die als Nervus abducens gedeutet werden kann.

Die gegebene Beschreibung des Gehirns von *Adapis parisiensis* ließ im Bereiche des Großhirns einige wertvolle Merkmale erkennen, die für die Klassifikation desselben von Bedeutung sind. Das Hemisphärenhirn von *Adapis parisiensis* stellt unzweifelhaft einen niedrigstehenden Typus eines Säugergehirns dar; dafür spricht neben anderen Merkmalen das mächtig entwickelte Riechhirn. Immerhin repräsentiert dasselbe eine Form, die infolge der Ausbildung einer deutlich ausgesprochenen Fissura Sylvii als über dem Gehirn der Chiropteren und Insektivoren stehend zu betrachten ist, die bekanntlich (Flatau und Jacobsohn 2) Gehirne mit glatter Hemisphärenoberfläche besitzen. Im Vergleich mit den Gehirnen der übrigen Säugetiere würde demnach das Gehirn einen Übergang zu den höher organisierten Formen bilden und in bezug auf die Furchenbildung dem Gehirn der Edentaten nahe verwandt sein, jedenfalls aber — soweit der Abguß Schlüsse gestattet — über dem von Cope beschriebenen Gehirn von *Coryphodon elephantopus* Cope (1) und dem von *Phenacodus primaevus* und *Periptychus rhabdodon* stehen. Bedeutungsvolle Differenzen bestehen zwischen dem Gehirn von *Adapis parisiensis* und dem von R. Burckhardt (4) beschriebenen Gehirn von *Megaladapis madagascariensis*. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß das Gehirn dieses Riesenlemuren eine wesentlich höhere Organisation besitzt als das *Adapis*-Gehirn, denn jenes besitzt außer der Fissura Sylvii noch 5 weitere wohlausgebildete Furchen, welche die Hemisphäre von *Megaladapis* als stark gegliederte Bildung erscheinen lassen und auch in dieser Hinsicht berechtigen, *Adapis parisiensis* als die Stammform von *Megaladapis madagascariensis* zu betrachten.

Literatur.

1. E. D. Cope: The Amblypoda. Amer. Natural. 1885.
2. E. Flatau und L. Jacobsohn: Handbuch der Anatomie und vergleichenden Anatomie des Centralnervensystems der Säugetiere. 1899.
3. E. D. Cope: On the brains of the Eocene Mammalia *Phenacodus* and *Periptychus*. Americ. Phil. Soc. 1882.
4. R. Burckhardt: Das Gehirn zweier subfossiler Riesenlemuren aus Madagascar. Anat. Anz. **20**. 1901.

Tafel-Erklärung.

Tafel V.

Fig. I. Gehirn von *Adapis parisiensis* von oben gesehen. 2fache Größe.
„ II. Dasselbe von unten. 2fache Größe.
„ III. Dasselbe von der Seite. 2fache Größe.

C Cerebellum, *Fa* Fissura anterior, *Fm* Fissura intermedia, *Fp* Fissura posterior, *Ftp* Fissura transversa posterior, *H* Hemisphärenhirn, *h* Corpus restiforme (?), *Lf* Lobus frontalis, *Lt* Lobus temporalis, *Mo* Medulla oblongata, *R* Riechhirn, 2—12 2. bis 12. Hirnnerv.

Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca im Susa-Tale.

Von

Ferruccio Zambonini in Neapel.

Mit Taf. VI—IX.

Die Rocca Bianca ist ein Berg, welcher im Susa-Tale, in der Nähe des kleinen Dorfes Chiavrie, am linken Ufer der Dora Riparia liegt. Der Berg und seine Umgegend bestehen aus einem metamorphosierten Gabbro, welcher in sehr schöne Prasinite übergeht. In der Umgegend besitzen die Serpentingesteine mit Granatitknoten und -Linsen eine bedeutende Mächtigkeit.

Trotz den Studien Franchi's[1] und Manasse's[2] ist die Metamorphose von Gabbrogesteinen in Prasinite nicht in allen ihren Einzelheiten vollkommen bekannt und über alles mangelhaft sind die Kenntnisse, welche wir über die chemische Seite dieser merkwürdigen Metamorphose besitzen. Aus diesen Gründen schien es mir, daß eine Untersuchung der metamorphosierten Gabbro und der entstandenen Prasinite der Rocca Bianca vielleicht nicht nutzlos wäre. Das nötige Material wurde im Herbst 1904 gesammelt.

[1] Notizie su alcune metamorfosi di eufotidi e di diabasi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Com. geol. ital. 1895. p. 181. — Contribuzione allo studio delle roccie a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione Ligure-Alpina occidentale. Ibid. 1902.

[2] Le rocce della Gorgona. Mem. Soc. Tosc. di Sc. Nat. in Pisa. 1904. **20**. 19.

Der wegen der Anwesenheit des Diallag noch gut erkennbare Gabbro ist im Gebiet der Rocca Bianca wenig ausgedehnt, während die Prasinite sehr mächtig sind; in der Nähe der Chiodo genannten Lokalität enden sie im Kontakt mit dem Serpentinschiefer.

Der metamorphosierte Gabbro ebenso wie die Prasinite zeigen innige Kontakte mit einigen Talkaktinolithschiefern, welche vorwiegend aus Talk mit seinen gewöhnlichen Eigenschaften und aus einem chromhaltigen Aktinolith bestehen. Letzterer bildet auch große prismatische Krystalle (bis 20 mm nach c), welche außer {110} sehr häufig {010} und dagegen sehr selten {100} zeigen. Die Farbe ist grün, etwas ins Smaragdgrüne fallend, in den Dünnschliffen sehr hellgrün. Der Pleochroismus ist:

a = sehr hellgelb, fast farblos,
b = sehr hellgrün,
c = sehr hellgelblichgrün.

c : c $18\frac{1}{2}^0$ auf (010) und $11\frac{1}{2}^0$ auf (110). Diese Talkaktinolithschiefer enthalten ferner auch Titanitkörnchen, einige kleine Feldspatelemente, wenig Chlorit, etwas Pyrit, einige Muscovitblättchen, eisenhaltige Veränderungsprodukte usw.

Die am wenigsten umgewandelten Gabbros, welche an der Rocca Bianca noch existieren, sind durch Gesteine repräsentiert, welche aus einer weißen Masse bestehen, in welcher man deutlich kleine Prismen von Zoisit oder Klinozoisit erkennt, und aus welcher reichliche Diallagindividuen hervortreten, welche entweder vollkommen unverändert oder mehr oder weniger uralitisiert sind. Der weiße Teil des Gesteins hat sehr häufig ein zuckeriges Aussehen, eine Erscheinung, welche man oft in der Metamorphose der Feldspate der Eruptivgesteine der piemontesischen Alpen beobachtet; schon Gastaldi[1] erwähnte den „körnigen" Feldspat des metamorphosierten Gabbro des Rocco di Pianezza; Baretti und Novarese[2] haben das zuckerige Aussehen des Feldspat der Diorite der Täler von Cogne und Valsavaranche beschrieben usw. Der Diallag ist gewöhnlich von sehr hellgrünlichgrauer Farbe, manchmal

[1] Appunti sulla geologia del Piemonte. Torino 1853. p. 7.

[2] Novarese, Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche (Alpi Graie). Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1894. p. 277.

ist die Farbe etwas dunkler. Die Diallagindividuen haben sehr verschiedene Größe: bald findet man nur isolierte Individuen, welche von wenigen Millimetern bis zu einigen Centimetern in der Richtung der c-Achse gehen, bald dagegen Vereinigungen von Diallagindividuen in ganz unregelmäßiger Verwachsung. An einigen Gesteinsproben bemerkt man neben dem Diallag unregelmäßige Individuen eines hellgrünlichen, manchmal grasgrünen, glanzlosen Gemengteils, welche als Smaragdit betrachtet werden könnten, während sie nur aus bald unverändertem, bald schon mehr oder weniger uralitisiertem Pyroxen bestehen. Schon Düll[1] hat darauf aufmerksam gemacht, daß der Smaragdit einiger Gabbros Pyroxen ist. Ähnliches hat Kloos[2] im Gabbro von Ehrsberg beschrieben.

U. d. M. erscheint der Diallag entweder unverändert oder hier und da etwas in Chlorit und Serpentin umgewandelt; einige große Individuen sind an einem Ende in eine trübe, feine Substanz, welche sehr wenig auf polarisiertes Licht einwirkt, und in Calcit umgewandelt, während sie am anderen Ende uralitisiert sind. Seltener sind in diesen Gesteinen Individuen, welche in einen Filz von Amphibolnädelchen und Chlorit, zwischen welchen etwas Zoisit und Epidot liegt, vollständig umgeändert sind. Der Diallag enthält manchmal sehr kleine Zoisit- und Epidotkörner, sowie ein Mineral, welches nach seinen optischen Eigenschaften ein Feldspat zu sein scheint. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine beginnende Feldspatisierung, von welcher später die Rede sein wird. Die großen Diallagindividuen sind an einigen Stellen genau isorientiert, manchmal dagegen gebogen und zerdrückt. An den Schliffen // (010) fand ich $c : c = 40^0—41^0$, selten 42^0 am helleren Diallag, 42^0 ca. am dunkleren: $\gamma - \alpha = 0{,}030$. Der Diallag zeigt oft dünne Querkanäle, welche auch 0,5 mm Breite erreichen und vorwiegend mit Chlorit erfüllt sind. Dieselben Kanäle bemerkt man zwischen den großen Diallagindividuen; sie sind dann durch Chlorit (manchmal sehr zurück-

[1] Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. Geognostische Jahreshefte. München 1902. p. 23 d. Sonderabdr.

[2] Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. 1885. p. 1.

tretend), Zoisit und Epidot erfüllt. Letzterer bildet für sich in diesen Kanälen nur selten Kristalle, häufiger sind jene, welche aus Zoisit und Epidot in verschiedenartigen Verwachsungen bestehen; gewöhnlich ist der Zoisit vorherrschend und der Epidot bildet nur den Rand. Auf Grund der Doppelbrechung müßte man schließen, daß der mit dem Zoisit verbundene Epidot viel eisenärmer ist als jener, welcher für sich Kristalle oder Körner bildet. Je nachdem diese Kanäle sich dem weißlichen Teil des Gesteins nähern, werden sie an kleinen Amphibolnadeln reicher.

Der weiße Teil dieser metamorphosierten Gabbro zeigt u. d. M. Charaktere, welche jenen der typischen Prasinite sehr ähnlich sind; er besteht aus einem Plagioklas, Amphibol, Chlorit, Epidot, Zoisit und Klinozoisit.

Von dem ursprünglichen Plagioklas existiert keine Spur mehr, jetzt ist dieser Gemengteil durch Individuen verschiedener Größe ersetzt, welche fast niemals verzwillingt sind, polysynthetische Zwillinge fehlen ganz. Es handelt sich um Albit oder um diesem sehr nahestehende Glieder, wie die Auslöschungsschiefe ($A_M = +18^0$) und die Brechungsexponenten

$$\alpha' < n, \quad \gamma' > n$$

zeigen, welche durch Vergleich mit einer geeignet verdünnten Thoulet'schen Lösung ($n = 1{,}536$) bestimmt wurden. Dieser Plagioklas enthält, wie es für den Albit aus den Prasiniten der Fall ist, zahlreiche Einschlüsse, selten sind die Individuen mit wenigen Einschlüssen. Die Einschlüsse bestehen vorwiegend aus Amphibol, Zoisit und Epidot. Es ist wahrscheinlich, daß ein kleiner Teil des Albit durch Feldspat-Uralitisierung des Diallag entstanden ist. In der Tat bemerkt man Feldspatindividuen, welche eine Reihe von gleich orientierten Amphibolnädelchen, manchmal mit noch deutlichen Diallagresten enthalten. Diese Erscheinung, welche zuerst Lacroix[1] beobachtete, wurde später von Franchi[2] genauer untersucht, welcher ihre Häufigkeit in den eklogitischen Glimmerschiefern der Graiischen Alpen betonte. Die Albitbildung auf Kosten

[1] Minéralogie de la France et des Colonies. 1893—95. 1. 583.

[2] Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiische Alpen). Dies. Jahrb. 1902. II. 112.

des Diallag hat in unserem Falle nichts Erstaunliches, wenn man bedenkt, daß der Diallag selbst etwas alkalihaltig ist (s. später die Analyse) und ferner, daß die Alkalien auch von außen geliefert sein können.

Ein sehr häufiger Gemengteil ist der Zoisit, welcher ganz vorwiegend zu der Varietät β gehört, wie die Lage der Achsenebene $\perp$ (010), der kleine Achsenwinkel und die grauen Interferenzfarben zeigen; er kommt in bald sehr großen (selbst einige Millimeter Länge), bald viel kleineren Individuen vor. Als Einschlüsse enthalten sie Amphibolnädelchen. Der Zoisit α ist selten, man findet ihn öfter im Albit, aber auch fleckig im Zoisit β.

Der Epidot ist immer untergeordnet und kommt in wechselnder Menge vor; bald bildet er Kristalle, bald Zonarkristalle mit Zoisit und Klinozoisit. Man sieht häufig auch Kristalle, welche aus Epidoten verschiedener Zusammensetzung bestehen. Oft zeigen die Epidotkristalle deutliche Umrisse, ich konnte mit Sicherheit die Formen {001}, {100}, {$\bar{1}$01} erkennen, welche fast immer gleichzeitig vorkommen, aber sehr wechselnde Größe besitzen. Manchmal finden sich nur die zwei ersten. Die Zwillinge nach (100) sind nicht häufig. In den Dünnschliffen ist der Epidot fast immer farblos, einige Körner sind aber etwas gelblich und zeigen dann einen sehr schwachen, aber deutlichen Pleochroismus.

Der Klinozoisit ist selten, aber gut bestimmbar, weil er in Kristallen mit denselben Formen wie der Epidot vorkommt, welche aber sehr niedrige Doppelbrechung, die charakteristischen anomalen Interferenzfarben und in den Schliffen // (010) eine Auslöschungsschiefe von etwa 23° gegen die Tracen der Spaltbarkeit nach {001} zeigen. In einem Schliffe // (010) bemerkte man drei Zonen, welche besonders an einigen Stellen ineinander übergehen, d. h. eine zentrale, breite von Klinozoisit, einen äußerlichen Epidotrand und eine sehr dünne Zwischenzone, welche aus einem Epidot besteht, welcher optische Eigenschaften zeigt, die zwischen jenen der Substanz der zwei anderen Schichten stehen. Die Auslöschungsschiefe gegen a wurde $24\frac{1}{2}^0$ für die zentrale Klinozoisitzone, 29° für den äußeren Epidotrand gefunden. Ein anderer Schliff // (010) mit {100} stark vorherrschend, {001} klein und {$\bar{1}$01} mit nur einer kleinen

Fläche, war vorwiegend aus Klinozoisit mit einem Epidotrande verschiedener Größe zusammengesetzt. Die Auslöschungsschiefe gegen (001) ist $22\frac{1}{2}^0$ für den Klinozoisit und 27^0 für den Epidot, angenäherte Bestimmungen der Doppelbrechung gaben $\gamma - \alpha = 0{,}007$ resp. 0,035.

Der Chlorit kommt in sehr wechselnder Menge vor, immer als feinschuppige Aggregate mit sehr kleiner Doppelbrechung.

Außer den bis jetzt erwähnten Gemengteilen finden sich in den Gesteinstypen, von welchen die Rede ist, kleine Apatitkriställchen im Albit, körniger Leukoxen in wechselnder Menge, einige deutliche aber sehr kleine Titanitkriställchen, wenig Rutil (welcher häufiger wird, je mehr wir uns den stärker metamorphosierten Gesteinen nähern, wie es bekanntlich ebenso in den Metamorphosen der Gabbrogesteine der Fall ist), etwas Pyrit, Talk, manchmal etwas Granat, Serpentin usw. Häufig ist auch der Sericit mit den gewöhnlichen Eigenschaften; er kommt reichlicher in einigen Proben mit Diallag von dunklerer Farbe als gewöhnlich vor. Nur selten ist Calcit zu sehen.

Die Zusammensetzung des hellen Diallags dieser Gesteinstypen ist folgende:

SiO_2	49,47
TiO_2	0,35
Al_2O_3	7,28
Cr_2O_3	0,60
Fe_2O_3	0,88
FeO	3,10
MnO	0,51
CaO	20,85
MgO	15,14
$(K_2, Na_2)O$	0,62
H_2O unter 110°	0,10
H_2O über 110°	0,65
	99,55

Der analysierte Diallag ist besonders wegen seines niedrigen Eisengehalts merkwürdig, und ist dem Diallag von Ehrsberg ähnlich[1]. Sehr verschieden ist er dagegen von den anderen Diallagen aus italienischem Gabbro, welche bis jetzt analysiert und von A. Cossa[2] untereinander verglichen wurden.

[1] Siehe die Analyse 55 der Pyroxene in Dana's Mineralogie.

[2] Eufotide dell' isola d'Elba. Ricerche chimiche e microscopiche ecc. 1881. p. 144.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins, in welchem der analysierte Diallag vorkommt, ist folgende:

SiO_2	46,03
TiO_2	0,33
Al_2O_3	22,76
Fe_2O_3	1,50
FeO	1,10
MnO	0,18
CaO	20,24
MgO	5,49
Na_2O	1,61
K_2O	0,48
H_2O unter 110°	0,12
H_2O über 110°	1,55
	101,39
Cr_2O_3, P_2O_5	Spur

Wenn wir die Zusammensetzung des Diallags und die mikroskopische Prüfung betrachten, so können wir annehmen, daß die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins durch folgende Zahlen mit ziemlicher Genauigkeit erblickt werden kann:

Diallag	32,8
Zoisit (und Epidot)	50,5
Albit	13,5
Sonstige Gemengteile	3,2
	100,0

Aus dem Vorherrschen des Zoisit und aus der kleinen Albitmenge geht hervor, daß der ursprüngliche Plagioklas dieser Gesteine wahrscheinlich sehr basisch gewesen ist.

Von diesen Gesteinstypen gehen wir zu anderen über, in welchen der Diallag nur sehr wenig erhalten ist, während der größte Teil vollständig uralitisiert und z. T. in deutlichen Smaragdit mit seiner charakteristischen, makroskopisch grünen Farbe umgewandelt ist: in den Dünnschliffen erscheint der Smaragdit wie gewöhnlich fast farblos aber sehr trübe. Je nachdem die Diallagmenge abnimmt, verändert sich auch die makroskopische Struktur stark, welche an einigen dieser Gesteine deutlich eine Neigung zur Ocellarstruktur bietet. Die mikroskopischen Eigenschaften sind jenen der schon beschriebenen Gesteine ähnlich; nur sieht man nicht mehr unveränderten Diallag. Auch der nicht uralitisierte Diallag

hat trübes Aussehen und zeigt sehr dünne, kurze Kanäle und Umwandlungsprodukte, welche vorwiegend aus Zoisit und einem eisenarmen Epidot, wenig Chlorit und Glimmer, wenig Calcit bestehen. $c : c = 39^0$. In diesen Gesteinen bemerkt man Zonen, welche aus einem feinen Filz reichlicher aber kleiner Amphibolindividuen, aus wenigem, gewöhnlich lokalisiertem Chlorit (welcher in einigen Punkten zwischen den Albitindividuen ziemlich ausgedehnte Anhäufungen bildet), aus wenigem Zoisit und Epidot bestehen. Häufiger sind andere Zonen, ganz vorwiegend aus Zoisit in gewöhnlich ziemlich großen Individuen (welche als Einschlüsse Amphibolnädelchen, welche hier und da reichlicher vorkommen, wenig Sericit usw. enthalten) bestehend, welche zwischen den kleinen Albitindividuen mit den erwähnten Eigenschaften eingeschoben sind. Die großen Zoisitindividuen dieser Zone zeigen niemals Verwachsungen oder Übergänge zum Epidot, während dies ganz häufig der Fall ist bei den kleinen eingeschlossenen Individuen im Albit oder bei denen, welche hier und da zwischen den großen Zoisitindividuen vorkommen. Der Chlorit der Gesteinstypen, welche wir jetzt beschreiben, ist z. T. im Dünnschliffe fast farblos, mit fast unmerklichem Pleochroismus, z. T. etwas grünlich (ebenso in Dünnschliffen), mit deutlichem aber schwachem Pleochroismus.

Den Prasiniten, von welchen man sie übrigens mikroskopisch nicht unterscheiden kann, noch näher stehen andere, bisweilen schieferige Formen, in welchen der Diallag vollkommen verschwunden und durch einen Filz von Amphibolnädelchen unter mehr oder weniger vollständigem Beibehalten seiner äußeren Form ersetzt ist, während der helle Teil des Gesteins kleine Augen zwischen den Individuen des uralitischen Amphibols bildet. Der Amphibol bildet hier und da große Elemente, aus einer großen Zahl von nur teilweise gleich orientierten, manchmal verdreht und strahlig gelegten Individuen, welche mit Chlorit und Calcit (letzterer manchmal auch reichlich) gemischt sind. Der Amphibol zeigt sich ferner auch in häufigen Nädelchen im Albit oder in den Zoisitzonen eingeschlossen, oder auch im Gestein verbreitet. Die Kriställchen, welche im Albit vorkommen, sind deutlich idiomorph, bieten oft nur {110}, manchmal auch {010} und {100}, letztere immer größer

als {010} und häufig mit einer einzigen Fläche ausgebildet. Der Amphibol dieser Gesteine, welcher zum Aktinolith gehört, ist makroskopisch von ziemlich hellgrüner Farbe, fast farblos dagegen in den Dünnschliffen. Der Pleochroismus ist sehr schwach: a und b fast farblos. Manchmal ist der im Albit eingeschlossene Amphibol etwas intensiver gefärbt. $c : c = 16^0$, aber auch 19—20°. Der Albit ($A_M = +18^0$) kommt in wechselnder Menge vor, mit bald großen, bald kleinen Individuen, immer ohne Spur von polysynthetischer Verzwillingung und immer mit Einschlüssen gespickt, manchmal durch eine sehr feine, trübe Substanz fast bedeckt, wie dies häufig in den typischen Prasiniten der Fall ist, wie wir später sehen werden. Die Einschlüsse des Albit bestehen vorherrschend aus Amphibol, Zoisit und Epidot, ganz untergeordnet treten die anderen schon oben erwähnten hervor. Einige große Individuen enthalten fast nur Amphibol (in Kriställchen, welche bis 0,7 mm nach c erreichen) und sehr wenig Epidot und Zoisit. Der Epidot fehlt in einigen Proben dieser Gesteine vollständig, in anderen dagegen, ist er ziemlich verbreitet, selten kommt er in deutlichen Kristallen vor, häufiger als Körner von gelblicher Farbe im Dünnschliffe und mit dem Pleochroismus

a = farblos,
b = sehr hellgrünlich,
c = orangegelb.

Manchmal ist der Pleochroismus a = farblos, c = gelb, etwas ins Grünliche fallend. In einem Schliffe // (010) eines Epidotkristalls mit den erkennbaren Formen {001}, {100}, {101} erhielt ich für die Auslöschungsschiefe gegen a 27°. Der Zoisit zeigt kleine Individuen im Albit eingeschlossen oder im Gesteine verbreitet und ferner ziemlich ausgedehnte Zonen, aus ziemlich großen Individuen bestehend. Die ersten sind manchmal, obwohl selten, etwas pleochroitisch, was niemals dagegen an den letzteren zu beobachten ist. Die letzteren enthalten Amphibolnädelchen, Sericit usw. und bisweilen kleine Körner, welche von einem Epidotkern und einem Klinozoisitrand gebildet sind. Merkwürdig ist in einigen dieser Gesteine die Anwesenheit von Rutilanhäufungen aus sehr kleinen, durchsichtigen, in den Dünnschliffen gelb gefärbten

Individuen, von einem Leukoxenrand umhüllt, welcher aus ihrer Veränderung entstanden ist. Solche Anhäufungen kommen in den typischen Prasiniten der Rocca Bianca sehr häufig vor. Manchmal bemerkt man auch Hämatit, sowie auch Granat (Apatit usw. ist mit darunter verstanden).

Die chemische Zusammensetzung einer dieser Gesteine ist folgende:

SiO_2	45,86
TiO_2	0,33
Al_2O_3	23,27
Fe_2O_3	1,19
FeO	1,49
MnO	0,17
CaO	14,91
MgO	6,60
Na_2O	2,32
K_2O	0,49
H_2O unter 110°	0,15
H_2O über 110°	2,67
CO_2	0,25
P_2O_5, Cr_2O_3	Spur
	99,70

Es ist klar, daß der Übergang aus den soeben beschriebenen Gesteinstypen zu den eigentlichen Prasiniten, von welchen sie jetzt die mineralogische Zusammensetzung und eine fast identische mikroskopische Struktur besitzen, leicht sein muß. Doch ist dieser Übergang, wie wir besser später sehen werden, nicht auf eine bloße Veränderung in der Struktur beschränkt: es scheint, daß er auch von bedeutenden Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung begleitet ist.

Ehe wir die typischen Prasinite besprechen, beschreiben wir ein merkwürdiges, graulichweißes, etwas schieferiges Gestein mit wenig ausgezeichneter Ocellarstruktur, welches sehr selten ist und kleine Höhlungen mit sehr kleinen Fuchsitblättchen von sehr schöner dunkel smaragdgrüner Farbe zeigt. Die Anwesenheit des Fuchsit (welcher durch die Geologen des italienischen R. Ufficio Geologico mehrmals in metamorphen alpinen Gesteinen gefunden wurde) in diesem Gestein hat nichts Befremdliches, wenn man bedenkt, daß die ursprünglichen Gabbro der Rocca Rossa chromhaltig sind, wie der Chromgehalt des noch unveränderten Diallag, und auch jener (von

welchem ich mich überzeugte) des neugebildeten Aktinolith zeigt. U. d. M. sieht man, daß das Gestein vorwiegend aus Zoisit in großen Individuen besteht, welche selbst 2,5 mm erreichen, aber gewöhnlich ca. 0,7 mm messen. Sehr häufig sind die schon erwähnten Einschlüsse. Nach der relativen Wichtigkeit kommt nach dem Zoisit der Albit in Individuen vor, welche auch 3 mm in ihrer größten Dimension erreichen, mit etwas Augenumriß und mit Einschlüssen in sehr wechselnder Menge. Sie bestehen aus kleinen Amphibolnadeln (welche bis 0,6 mm nach c messen), aus Zoisit, Klinozoisit (manchmal in sehr schönen Zwillingen nach (100)), aus seltenen Sericitblättchen, und endlich aus Körnern, welche von einem Epidotkern und einem Zoisitrand gebildet sind. Hier und da im Gesteine finden sich Flecke, stark vorwiegend aus grauem, etwas grünlichem Chlorit, von Zoisit, Körnern von Epidot- und Amphibolkriställchen begleitet, bestehend. An einigen Punkten ist eine bedeutende Sericitmenge zu sehen. Leukoxen ist sehr wenig: die anderen akzessorischen Gemengteile zeigen nichts Besonderes. Die chemische Zusammensetzung dieses wegen seines kleinen Amphibolgehaltes ausgezeichneten Gesteins ist folgende:

SiO_2	43,89
Al_2O_3	25,37
Fe_2O_3	1,87
FeO	1,90
CaO	11,99
MgO	8,35
Na_2O	2,32
K_2O	0,20
H_2O unter 110°	0,11
H_2O über 110°	4,17
CO_2	0,12
	100,29

So kommen wir zu den typischen Prasiniten. Diese Benennung ist hier immer im Sinne Novarese's[1] angewendet worden, welcher eine merkwürdige Klassifikation der „rocce verdi" der piemontesischen Alpen veröffentlichte, in welcher diese Benennung von der früheren Kalkowski's[2] abgeleitet

[1] Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi Occidentali. Boll. R. Com. geol. 1895. p. 164.

[2] Elemente der Lithologie. p. 217.

wurde. Die Prasinite der Rocca Bianca haben verschiedenes Aussehen.

Reichlich kommen jene mit sehr schöner und deutlicher Ocellarstruktur vor, an welcher die Ocellen sehr wechselnde Dimensionen zeigen; von Proben, in welchen sie 1 cm Durchmesser erreichen, kommen wir zu anderen, an welchen sie nur 2—3 mm und noch weniger erreichen. Sehr häufig sind ferner die zonierten und schieferigen Prasinite. Bei dieser Gelegenheit kann erwähnt sein, daß man Gesteinsmassen findet, an welchen an einigen Stellen die Ocellarstruktur ausgezeichnet hervortritt, während an anderen, den ersteren sehr naheliegenden Stellen die schieferige anwesend ist.

Bekanntlich hat Kalkowski (a. a. O.) drei Prasinittypen unterschieden, welche Novarese mit den Bezeichnungen Amphibol-, Chlorit- und Epidotprasinite bezeichnet, je nach der Natur des Minerals, welches nach dem Feldspat vorherrscht. Die Prasinite der Rocca Bianca gehören ganz vorwiegend zu den Amphibolprasiniten; an einigen ziemlich seltenen Typen nimmt die Chlorit- oder Epidotmenge zu, aber nur in sehr wenigen Fällen hat man wahre Chloritprasinite und niemals kommt man zu den eigentlichen Epidotprasiniten.

In diesen Gesteinen sind Albit- oder Epidotadern häufig, die Kristalle dieser zwei Mineralien sind fast immer sehr unvollkommen und eignen sich daher zu kristallographischen Untersuchungen nicht.

Merkwürdig sind einige Prasinite, welche z. T. dunkler, z. T. heller als gewöhnlich sind, im letzteren Falle ist die Ursache der helleren Farbe das Zurücktreten der farbigen Bestandteile und die Anwesenheit des Quarzes. Diese Prasinite zeigen oft Quarzäderchen und kleine Lithoklasen, welche von Glaukophan, Quarz, Pyritkörnern und stellenweise auch von Glimmerblättchen erfüllt sind. Der Glaukophan kommt in dünnen Schichten vor, aus verworren verwachsenen Kristallen bestehend, welche oft auch stark verdreht sind. In den Quarzadern finden sich Glaukophanprismen, grüner Amphibol, Glimmer, wenig Epidot, Rutil in auch ziemlich grossen unvollkommenen Kristallen, Pyrit usw. Der Glimmer aus den Quarzadern und aus den Lithoklasen ist von sehr hellgelblicher Farbe und fast einachsig; manchmal beobachtet man einen kleinen

Achsenwinkel, welcher 10—11° für das weiße Licht nicht übersteigt. Dieser Glimmer ist jenem ähnlich, welcher von C. Schmidt, Artini und Melzi, Stella, Franchi usw. in verschiedenen kristallinischen Gesteinen der Westalpen gefunden wurden.

Aus der mikroskopischen Untersuchung der Prasinite der Rocca Bianca wurden folgende Resultate erhalten.

Der Plagioklas ist immer sehr reichlich und bildet Individuen sehr verschiedener Größe (sehr klein bis 6—7 mm und selten noch mehr). Man sieht niemals polysynthetische Verzwillingung, ziemlich häufig aber ziemlich große Lamellen nach dem Albitgesetze. An einigen Dünnschliffen sind die Plagioklasindividuen fast alle vollständig frei von diesen Zwillingslamellen, während sie in anderen Dünnschliffen fast an allen Individuen hervortreten. Über die Natur des Plagioklases der Prasinite der piemontesischen Alpen existieren zahlreiche Untersuchungen von Novarese, Franchi, Stella, Artini und Melzi [1], Preiswerk [2], welche alle übereinstimmend festgestellt haben, daß der fragliche Plagioklas Albit ist. Die von mir am Plagioklas der Prasinite der Rocca Bianca angestellten Bestimmungen stimmen mit jenen der erwähnten Forschern vollkommen überein. An vielen Schliffen // (010) ist die Auslöschungsschiefe gegen die Trace der Spaltbarkeit nach der Basis 17—18°; die Brechungsexponenten, durch Vergleich mit einer geeignet verdünnten Thoulet'scher Lösung (n = 1,536) bestimmt, sind

$$\alpha' < n, \qquad \gamma' > n.$$

Das spez. Gewicht einer sehr reinen, kleinen Splitter wurde mittels der Schwebemethode = 2,62 gefunden. Übrigens ist der Albit aus den Prasiniten der Rocca Bianca niemals vollkommen rein, sondern enthält immer eine kleine Menge Ca, wie ich mikrochemisch fand. Einschlüsse sind immer anwesend, ihre Natur und Menge wechseln aber sehr. An einigen Dünnschliffen sind die Albitindividuen von Einschlüssen fast erfüllt,

[1] Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. p. 326. Diesen Autoren verdanken wir eine sehr ausgezeichnete und genaue Beschreibung der Prasinite des Sesiatales, sowie sehr schöne Mikrophotographien.

[2] Untersuchung eines Grünschiefers von Brousson (Piemont). Centralbl. f. Min. etc. 1901. No. 10.

an anderen Dünnschliffen zeigen sie viel wenigere Einschlüsse und einige kleine Albitindividuen sind fast einschlußfrei. Die im Albit eingeschlossenen Mineralien sind fast immer idiomorph, manchmal erscheinen die Einschlüsse sehr fein, verfilzt und verworren, wie dies schon an einigen der oben beschrieben metamorphosierten Gabbro beobachtet wurde. Die Einschlüsse des Albit bestehen vorwiegend aus Amphibol (welcher immer grün, mit Ausnahme jener wenigen Prasinite mit Glaukophan, in welchen auch dieses Mineral im Albit vorkommt) und Zoisit in wenig verschiedener Menge, untergeordnet sind Epidot und Klinozoit. Immer anwesend sind auch kleine, granulose Leukoxenmassen und sehr häufig auch äußerst kleine Titanit- und Apatitkriställchen; selten sind Sericitblättchen, ganz selten Granat. Der Chlorit kommt nur manchmal vor, aber dann in ziemlich großer Menge. Nur im veränderten Albit findet sich Calcit. An jenen Prasiniten, welche sich den Epidotprasiniten nähern, wird der Epidot unter den Albiteinschlüssen vorherrschend.

Der Amphibol der Prasinite der Rocca Bianca ist Aktinolith von ziemlich dunkler grüner Farbe, mit Ausnahme jener Prasinite, in welchen lokal auch Glaukophan sich findet. Wahren Tremolit, in den Dünnschliffen vollkommen farblose Individuen ohne Pleochroismus habe ich niemals beobachtet, oft dagegen Zwischenstufen zwischen Tremolit und Aktinolith, an welchen der Pleochroismus fast unmerklich ist. Der grüne Amphibol zeigt nach c nadelige oder prismatische Individuen, deutliche Kristalle kommen häufig besonders im Albit vor. Häufig sind außer {110} auch {100} und {010} gleichzeitig anwesend, {100} ist aber häufiger als {010}. Diese zwei Pinakoide sind manchmal klein, oft ist aber {100} groß entwickelt und in diesem Falle zeigt es nur eine Fläche, selten sind die Kristalle nach dieser Form tafelig. Die Amphibolindividuen sind gewöhnlich gut ausgebildet, bisweilen aber sind sie verdreht und können auch mehr oder weniger sphärulithische Aggregate bilden. In den Dünnschliffen ist die Farbe sehr hellgrün, der Pleochroismus schwach, aber deutlich:

a = farblos mit einem Stich im Gelblichen,
b = sehr hellgelblichgrün,
c = sehr hellsmaragdgrün.

Die Absorption ist $c > b > a$. $c : c$ steigt gewöhnlich nicht über 16—17°, manchmal erhält man höhere Werte (19° und 20°), wie dies besonders in den am Epidot reichen Prasiniten der Fall ist. Einschlüsse von Leukoxen, Rutil, Epidot und Zoisit sind häufig. In den Prasiniten, welche lokal Glaukophan enthalten, sind noch zwei andere Amphibole zu finden, nämlich ein grüner und ein fast farbloser, welcher auch fehlen kann und mit dem anderen durch zahlreiche Zwischenstufen verbunden ist. Dieser grüne Amphibol zeigt oft {100} stark entwickelt und {010} sehr klein oder auch fehlend, manchmal ist er nach (100) verzwillingt. Der Pleochroismus ist stärker als in den gewöhnlichen Prasiniten:

a = sehr hellgelblichgrün,
b = hellgrasgrün,
c = bläulichgrün.

$c : c = 16° - 17°$, manchmal selbst 20°. Wegen seines Pleochroismus nähert sich dieser Amphibol der gemeinen Hornblende und dem Glaukophan, es scheint also, daß er einen höheren Sesquioxydgehalt besitzen müsse als der gewöhnliche Aktinolith dieser Prasinite was vielleicht durch die innigen Beziehungen, welche dieser, Amphibol mit dem Glaukophan zeigt, bestätigt wird.

Wie es schon gesagt wurde, kommt der Glaukophan nur in wenigen Prasiniten vor und zwar zeigt dieses Mineral eine lokale Entwicklung in der Nähe der erwähnten Lithoklasen und Quarzadern dieser Gesteine. Die Glaukophanindividuen erreichen bis 1 cm nach c. Sie enthalten oft etwas Titanit, Zoisit und Epidot, nur in einigen speziellen Fällen Quarz. Der Pleochroismus ist der gewöhnliche:

a = sehr hellgelb, fast farblos,
b = violett,
c = blau.

$c : c = 5° - 6°$, häufig sogar 8° und 9°, und ich habe selbst 11° erhalten, ohne die kleinste Veränderung im Pleochroismus zu beobachten. Zwischen dem Glaukophan und dem grünen Amphibol existieren zahlreiche Zwischenstufen, häufig sind auch Verwachsungen dieser zwei Mineralien, an welchen der Glaukophan den Kern und der grüne Amphibol den Rand bilden. Solche Verwachsungen kommen in den piemontesischen Alpen oft vor und Bucca hat zuerst die Erscheinung

sorgfältig beschrieben. Artini und Melzi beobachteten sie an den Eklogiten des Sesia-Tales usw. Umwandlungen von Glaukophan in Chlorit sind selten.

In einem dieser Prasinite mit feiner Struktur und dunkler Farbe fand ich eine kleine Glaukophanmasse, aus wenig deutlichen, prismatischen, verworren gefleckten Kristallen bestehend. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß diese Kristalle gewöhnlich nur das Prisma {110} und selten auch {010}, noch seltener {100} bieten. Als Einschlüsse kommen nur wenige und sehr kleine Rutilkörnchen, einige Pyritkriställchen, und äußerst selten auch etwas Albit vor. Der Pleochrismus ist der gewöhnliche, die Auslöschungsschiefe ist sehr wechselnd, wie an den Individuen des umhüllenden Gesteins, sie kann, wenn schon selten, selbst 14^0 erreichen. Diesen Schwankungen in den Werten der Auslöschungsschiefe entspricht keine merkliche Veränderung im Pleochroismus. Man nimmt von vielen Seiten an, daß je nachdem die Auslöschungsschiefe zunimmt, man vom Glaukophan zu der gemeinen Hornblende gelangt und gleichzeitig a und b mehr und mehr grüne Farben bekommen. Dies ist aber nicht immer richtig: der Pleochroismus bleibt unverändert, trotz der Schwankungen von c : c nicht nur an dem in Rede stehenden Glaukophan, sondern auch an jenem anderer Fundorte: ich erwähne nur den Glaukophan der Lawsonitgesteine von Kalifornien durch Ransome und Palache[1] beschrieben, welcher den normalen Pleochroismus zeigt, obwohl $c : c = 14^0$ ist.

Die großen Glaukophanindividuen zeigen an einigen seltenen Punkten einen äußeren Rand, welcher meistens sehr dünn und wenig verbreitert ist, eines blaugrünen Amphibols, dessen Pleochroismus jenem des Arfvedsonit etwas ähnlich ist:

a = bläulichgrün,
b = bläulich mit einem Stich ins Violett,
c = sehr hellgelblichgrün, fast farblos.

In den Gesteinen des piemontesischen Alpen wurden ähnliche Erscheinungen schon mehrmals von den Geologen des italienischen Ufficio geologico beobachtet.

Häufiger zeigt der Glaukophan einen dünnen Rand von

[1] Über Lawsonit, ein neues gesteinsbildendes Mineral aus Californien. Zeitschr. f. Krist. 1895. **25**. 531.

einem grünen Amphibol mit dem Pleochroismus jenes des Gesteins.

Die Reinheit dieser Glaukophanmasse (die wenigen und sehr kleinen erwähnten Einschlüsse, wie auch die Verwachsungen mit dem arfvedsonitähnlichen und dem grünen Amphibol können keinen merklichen Einfluß auf die Analyse ausüben) und die Tatsache, daß sie keine Spur von Veränderungen zeigte, veranlaßten mir ihre quantitative Analyse auszuführen. Das Material wurde mit größter Sorgfalt ausgesucht: die erhaltenen Resultate sind:

SiO_2	56,72
Al_2O_3	12,47
Fe_2O_3	2,40
FeO	8,10
MnO	minim. Sp.
CaO	2,11
MgO	9,50
Na_2O	5,88
K_2O	0,33
H_2O unter 110°	0,19
H_2O über 110°	2,72
	100,42

Eine Probe auf Titan mit Wasserstoffsuperoxyd, an 0,3545 g Substanz ausgeführt, gab nur eine sehr unsichere Reaktion, mit aller Wahrscheinlichkeit von den wenigen Einschlüssen der erwähnten Titanmineralien herrührend: dies bestätigt die Reinheit des analysierten Materials und zeigt auch das Fehlen des Titans im Glaukophan der Rocca Bianca.

Bis jetzt sind drei Analysen des Glaukophan der piemontesischen Alpen bekannt: Cossa analysierte den von Strüver[1] entdeckten und beschriebenen Gastaldit, Colomba[2] die Kristalle des Kalks der Beaume und ich[3] jene einer Druse eines Eklogit von Chateyroux. Diese drei Analysen sind in folgender Tabelle vereinigt:

[1] Sulla gastaldite, nuovo minerale del gruppo dei bisilicati anidri. Atti R. Acc. dei Lincei. 1875. (2.) **2**.

[2] Sulla glaucofane della Beaume. Atti Acc. Scienze di Torino. 1894. **29**.

[3] Sul glaucofane di Chateyroux (valle di Gressoney). Rend. R. Acc. dei Lincei. 1902. (5.) **11**. 1. sem. p. 204.

	St. Marcel (Cossa)	Beaume (Colomba)	Chateyroux (Zambonini)
SiO_2	58,55	56,48	55,43
Al_2O_3	21,40	14,60	12,26
FeO	9,04	9,36	8,07
CaO	2,07	2,12	2,91
MgO	3,92	8,27	8,67
Na_2O	4,77	8,29	9,02
K_2O	Spur	Spur	Spur
H_2O	—	—	2,87
	99,71	99,12	99,23

Wenn wir diese Analysen mit jener des Glaukophan der Rocca Bianca und mit den anderen bis jetzt bekannten von Glaukophan anderer Fundorte vergleichen, so sehen wir sogleich, daß Colomba's und meine Analysen einander sehr ähnlich sind[1] und sich auch, wenigstens in den allgemeinen Linien, nicht nur jenen des typischen Glaukophan der Insel Syra nähern (wie ich schon in meiner Arbeit über den Glaukophan von Chateyroux bemerkte), sondern auch dem größten Teil der bekannten Analysen[2]. Die Zusammensetzung des Gastaldit bleibt dagegen vollkommen verschieden. Aus den von mir und Colomba veröffentlichten Analysen geht es hervor, daß blaue Amphibole mit der Zusammensetzung des Gastaldit in den piemontesischen Alpen weit weniger verbreitet sein müssen, als man zu glauben pflegte. Es schien mir, daß es nicht ohne Interesse wäre, zu untersuchen, ob der blaue Amphibol in den chloritoidführenden Gesteinen von St. Marcel immer die Zusammensetzung des Gastaldit besitzt. Und dies um so mehr, als ein berühmter Chemiker und Mineralog, Ch. Friedel[3] kurze Zeit nach der Veröffentlichung der Arbeit Strüver's die Meinung äußerte, daß die Unterschiede zwischen der Analyse Cossa's und jener des Glaukophan von Syra von einer Beimischung fremder Mineralien bedingt sein könnten, und daß die Analysen beider mit sicher reinen Mineralien zu wiederholen wären. Der von mir analysierte

[1] Der Glaukophan der Rocca Bianca nähert sich durch seinen niedrigeren Alkaligehalt den Typen von Zermatt und Neu-Kaledonien, von Bodewig und Berwerth, resp. von Liversidge beschrieben.

[2] Mit Ausnahme von jenen des Glaukophan von Japan und Andalusien: der erste ist verwittert und der zweite ist der Hornblende nahestehend.

[3] Bull. Soc. chim. de Paris. Sitzung des 21. Januar 1876.

Gastaldit von St. Marcel zeigte keine Differenz von der Beschreibung Strüver's: Pleochroismus, Auslöschungsschiefe, Apatiteinschlüsse usw., alles war vollkommen übereinstimmend. Die Analyse lieferte folgende Resultate:

SiO_2	56,89
Al_2O_3	12,15
Fe_2O_3	2,02
FeO	6,22
CaO	1,21
MgO	12,49
Na_2O	6,34[1]
H_2O	2,44
	99,76

welche von den von Cossa an dem von ihm untersuchten Glaukophan erhaltenen vollständig verschieden sind, so daß man annehmen muß (wenn das von Cossa analysierte Material wirklich reiner blauer Amphibol war), daß der Glaukophan selbst zu St. Marcel nicht immer die Zusammensetzung des Gastaldit zeigt[2].

Meine Analyse des Glaukophan von St. Marcel nähert dieses Mineral dem oben beschriebenen Glaukophan der Rocca Bianca sehr und noch mehr wegen des hohen Mg-Gehaltes, welcher der höchste ist, welcher bis jetzt an einem italienischen Fundort bestimmt wurde, ähnlich dem Glaukophan von Zermatt, welcher nach Bodewig[3] und Berwerth[4] folgende Zusammensetzung zeigt:

---

[1] Kalium ist spurenweise anwesend.

[2] Ich glaube, daß von Analysenfehlern nicht die Rede sein kann, wenn man auf die große Autorität Cossa's aufmerksam macht; nach mir ist es wahrscheinlicher, einen Unterschied im resp. von Cossa und mir analysierten Material anzunehmen. In der Tat hat Cossa festgestellt, daß das Eisen in seiner Substanz nur als Ferroeisen anwesend war, an der von mir analysierten war ein Teil des Eisens sicher Ferrieisen (die Bestimmung des Ferrooxyds wurde durch Zersetzen des sehr feinen Pulvers des Minerals im CO_2-Strom mit H_2SO_4 und HFl ausgeführt). Bedeutend ist auch der Unterschied, den Wassergehalt betreffend; nach Cossa fehlte Wasser vollkommen, während dieser Bestandteil an meinem Material in nicht unbeträchtlicher Menge anwesend ist.

[3] Über den Glaukophan von Zermatt. Pogg. Ann. 1876. **158**. 224.

[4] Über die chemische Zusammensetzung der Amphibole. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. 1882. **85**. (1.) 153.

	Bodewig	Berwerth
SiO_2	57,81	58,76
Al_2O_3	12,03	12,99
Fe_2O_3	2,17	—
FeO	5,78	5,84
CaO	2,20	2,10
MgO	13,07	14,01
Na_2O	7,33	6,45
H_2O	—	2,54
	100,39	102,69

Die zwei neuen hier veröffentlichten Glaukophananalysen bieten vielleicht etwas Interesse, weil in beiden eine bedeutende Menge Wasser gefunden wurde. Was ich für den Glaukophan von Chateyroux bemerkte, kann für die jetzt analysierten Glaukophane wiederholt werden: das gefundene Wasser kann nicht von mehr oder weniger starker Veränderung herrühren, weil die mikroskopische Prüfung keine Spur von Umwandlung erkennen läßt. Diese neuen Analysen bestätigen die Annahmen von Berwerth (a. a. O.) und Haefcke[1], welche das in zahlreichen Amphibolen gefundene Wasser als ursprünglichen Bestandteil betrachten. Es ist noch zu erwähnen, daß der an verschiedenen Glaukophanen bestimmte Wassergehalt nahezu konstant ist, wie es aus folgender Tabelle hervorgeht:

Zermatt	2,54	(Berwerth)
Chateyroux	2,87	(Zambonini)
Rocca Bianca	2,72	„
St. Marcel	2,44	„

Der Zoisit ist ein reichlicher Gemengteil in allen Prasiniten der Rocca Bianca, er zeigt Individuen verschiedener Größe (bis 0,6—0,7 mm) im Albit eingeschlossen und bildet auch Zonen zwischen den Albitindividuen, welche bald vorwiegend aus Zoisit nebst wenig Amphibol, Epidot usw., bald vorwiegend aus Amphibol bestehen. Der Zoisit ist meistens weiß oder sehr wenig gelblich und farblos in den Dünnschliffen; in einem zonierten Prasinit ist dieses Mineral intensiver gefärbt, so daß es makroskopisch für Epidot gehalten werden könnte, und auch in dem Dünnschliffe ist es von sehr hell-

[1] Über die chemische Konstitution der Hornblende. Inaug.-Diss. Göttingen. 1890. Vergl. u. a. auch A. Sauer und F. E. Wright.

gelblicher Farbe. Der Idiomorphismus ist wenig ausgezeichnet. Der Zoisit der Prasinite gehört fast vollständig zur Varietät β, die Varietät α ist selten und tritt in kleinen Körnern ohne deutlichen Umriß hervor. Manchmal sind die zwei Varietäten an demselben Kristall in unregelmäßigem zonaren Bau vereinigt, welcher vorherrschend aus Zoisit β besteht, wie dies in dem oben erwähnten metamorphosierten Gabbro und in den von Düll untersuchten Zoisitamphiboliten des Münchberger Gebietes der Fall ist.

Der Klinozoit bietet mehr oder weniger deutliche Krystalle, welche oft sehr hübsch sind und kommt auch in zonierten Kristallen mit dem Epidot verwachsen vor. Die Kriställchen dieses Minerals, welche manchmal verzwillingt sind, zeigen die Formen {001}, {100}, {$\bar{1}$01} und als Seitenform {$\bar{1}$11}. Sie sind bald nach der Basis tafelförmig, bald ist dagegen {001} wenig größer als {100}, ferner sind sie bald verlängert, bald dick nach der Achse c. Sehr schön treten die charakteristischen, anomalen Interferenzfarben hervor, auf (010) ist die Auslöschungsschiefe gegen die Trace der Spaltbarkeit nach der Basis 23—23½°.

Der Epidot, welcher nur in wenigen besonderen Prasinittypen über den Zoisit vorherrscht, zeigt sich meistens in gut ausgebildeten Kriställchen (bis 0,7 mm), wenn er im Albit eingeschlossen ist, außerhalb des Albit sieht man ihn in Körnern, welche nur selten kristallographische Umrisse besitzen. Nicht häufig kommen Zwillinge vor. Die gewöhnlichen Formen der Zone [010] sind {001}, {100} und {$\bar{1}$01} mit sehr wechselnder Größe, bald herrscht {001} vor und manchmal so stark, daß die Kriställchen das Aussehen dünner Täfelchen erhalten, bald wird dagegen {100} größer und kann auch über {001} überwiegen, {$\bar{1}$01} ist fast immer klein entwickelt, aber bisweilen wird es größer. Sehr selten finden sich Kristalle mit {001} vorwiegend, {100} groß und {$\bar{1}$02} ziemlich groß oder auch klein, an einem dieser Kristalle war auch eine andere kleine Fläche anwesend, welche wahrscheinlich {201} ist. Von Seitenformen scheint nur {$\bar{1}$11} anwesend zu sein. Nur selten kommen außer den Tracen der Spaltbarkeit nach {001} jene der anderen Spaltbarkeit parallel {100} vor, letztere sind aber in einigen besonderen Prasinittypen häufig. Auf Grund der optischen

Eigenschaften muß man schließen, daß in den Prasiniten der Rocca Bianca Epidote verschiedener Zusammensetzung, dem Klinozoit sehr nahestehende, bis zu anderen ziemlich stark eisenhaltigen vorkommen. Die häufigsten sind eisenarm und in den Dünnschliffen fast vollkommen farblos, andere, obwohl seltener, sind in den Dünnschliffen deutlich gefärbt und zeigen einen Pleochroismus vom Farblosen bis zum Grünlichgelben oder Kanariengelben. An den Schliffen // (010) wechselt die Auslöschungsschiefe gegen die Tracen der Spaltbarkeit {001} zwischen 25° und 29½°.

Zoisit, Klinozoisit und Epidot zeigen sich oft in demselben Kristall, meistens je zwei, verwachsen. Weitaus am häufigsten sind die mannigfaltigen Verwachsungen von Zoisit und Epidot: gewöhnlich ist es der Zoisit, welcher den inneren Kern, von einem mehr oder weniger dicken, manchmal sehr dünnen Epidotrand umgehüllt, bildet, selten ist das Gegenteil der Fall. An einigen Kristallen besteht ein Ende aus Zoisit, das andere aus Epidot. Selten sind die Kriställchen vorwiegend aus Klinozoisit mit einem Epidotrand gebildet. Es gibt auch Kristalle, welche aus Zonen von Epidoten mit verschiedenem Eisengehalt bestehen. Merkwürdig ist die Tatsache, daß die Verwachsungen von Zoisit und Epidot an einigen Gesteinsstellen sehr häufig, an anderen dagegen sehr selten hervortreten.

Der Chlorit ist bald selten, bald sehr häufig, besitzt aber immer dieselben Eigenschaften; es handelt sich um radialschuppige Aggregate mit undulöser Auslöschung. Die fächerartigen Gruppen sind oft verdreht. In den Dünnschliffen ist die Farbe sehr hellgrün, der Pleochroismus sehr schwach, häufig fast undeutlich, die Polarisationsfarben sehr niedrig. Manchmal kommt der Chlorit als deutliches Umwandlungsprodukt des Amphibol vor.

Der Rutil bildet unregelmäßige Körner oder auch prismatische Kriställchen, welche die Dimensionen von 0,12 mm erreichen, oft in Gruppen vereinigt und immer von einem Leukoxenkranz umhüllt. Nur in den Gesteinsproben mit Glaukophan, und auch in diesem Falle selten, beobachtet man isolierte Rutilkörnchen ohne umhüllenden Leukoxen. In den Dünnschliffen ist die Farbe des Rutil intensiv gelb mit einem

Stich ins Grünliche. Häufig und deutlich ist die Umwandlung von Rutil in Leukoxen in den Prasiniten der Rocca Bianca; die Rutilkörner werden trübe, ihre Farbe verbleicht und sie verkleineren sich immer mehr zugunsten des Leukoxen, dessen Menge zunimmt.

Der Titanit (Leukoxen) ist auch ohne Beziehungen mit dem Rutil ziemlich verbreitet in meist sehr kleinen Massen mit den gewöhnlichen Eigenschaften. In allen Gemengteilen der Prasinite eingeschlossen (besonders im Albit, etwas weniger im Chlorit und selten in den anderen), beobachtet man gut ausgebildete, ganz kleine (0,1 mm, die größten 0,04 mm), schöne Titanitkriställchen, welche bisweilen zu Gruppen von drei oder vier verbunden sind. Häufig sind die Querschnitte mit der Briefkuvertform, an welchen gewöhnlich nur {111} zu beobachten ist (Aufstellung von Des Cloizeaux), ziemlich oft aber auch kleine Flächen von {010}. An einem dieser Schliffe waren außer {010} auch die Flächen von {101} anwesend, welche stark entwickelt und größer als jene von {111} waren. Daß es sich um {101} handelte, wurde durch die mikroskopische Messung der ebenen Winkel bestätigt. Der Titanit ist in den Dünnschliffen gewöhnlich fast farblos, manchmal dagegen hell gefärbt und dann ist ein deutlicher Pleochroismus zu bemerken:

$\mathfrak{b}$ = farblos,
$\mathfrak{c}$ = sehr hellbräunlich.

Der Apatit ist selten, von diesem Mineral sieht man kleine Prismen im Albit, welche bald nach der Hauptachse verlängert, bald, aber seltener, tafelförmig sind. Selten erreichen sie 0,05 mm, gewöhnlich sind sie viel kleiner.

In den wichtigsten Gemengteilen eingeschlossen kommt auch ein sericitähnlicher Glimmer vor.

Andere akzessorische Gemengteile sind Granat, Pyrit, Calcit und Quarz. Der Granat ist sehr selten, er zeigt unregelmäßige, in den Dünnschliffen farblose Körner. Häufig ist dagegen der Pyrit in mehr oder weniger limonitisierten Würfelchen. Lokal kann dieses Mineral eine größere Bedeutung erreichen. Der Calcit ist selten, weil die Prasinite der Rocca Bianca meistens sehr frisch sind, nur in einigen veränderten Proben kommt der Calcit reichlich vor. Der

Quarz findet sich nur in einigen heller gefärbten Prasiniten mit Glaukophan, in inniger Beziehung mit Quarzadern, welche das Gestein durchdringen.

Die chemische Zusammensetzung eines typischen Amphibolprasinit mit großen Ocellen ist unter I wiedergegeben:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	47,11	51,45	55,68	50,38	51,71	47,03	46,04
TiO_2	0,41	0,65	—	1,32	0,91	0,38	0,40
Al_2O_3	19,15	18,65	18,45	17,65	14,75	16,47	18,28
Fe_2O_3	3,06	11,25	9,15	10,02	12,48	3,81	4,00
FeO	4,79					9,17	8,82
MnO	0,22	—	—	—	—	—	—
CaO	9,69	6,60	4,39	10,95	6,39	7,38	7,18
MgO	9,88	2,67	2,79	4,77	8,42	6,77	7,71
Na_2O	2,52	6,76	7,06	2,52	3,48	4,24	4,19
K_2O	0,37	0,72	0,27	0,24	0,39	0,45	0,40
H_2O unter 110°	0,08	2,01	2,16	2,52	2,09	0,34	0,37
H_2O über 110°	3,38					3,71	3,09
P_2O_5	Spur	—	0,29	—	—	0,09	0,05
Cr_2O_3	Spur	—	—	—	—	—	—
	100,66	100,72	100,24	100,37	100,62	99,84	100,53

I. Prasinit der Rocca Bianca.

II. Massiger Prasinit aus der Metamorphose eines Diabasporphyrit herstammend. In der Nähe von Collegno. Anal. Aichino, bei Franchi (a. a. O.).

III. Massiger Prasinit aus der Metamorphose einer mikromeren Kontaktform eines Gabbros. Oberhalb der Gletscher von Lavage, Piccolo S. Bernardo. Anal. Aichino, bei Franchi.

IV. Prasinit mit Zonarstruktur aus den Gruben unter dem Colletto di Trana. Anal. Aichino, bei Franchi.

V. Chloritprasinit von Campoligure. Anal. Aichino, bei Franchi.

VI. Amphibolprasinit der Insel Gorgona. Anal. Manasse (a. a. O.).

VII. Chloritprasinit ohne $CaCO_3$ der Insel Gorgona. Anal. Manasse (a. a. O.).

Die Prasinite der Rocca Bianca, wenigstens die typischsten und schönsten, welche analysiert wurden, haben eine chemische Zusammensetzung, welche von jener anderer italienischer Prasinite, auch von nicht sehr entfernten Fundorten, ziemlich verschieden ist, wie die obige Tabelle zeigt.

Aus der vorstehenden Beschreibung scheint es mir, daß die Abstammung der Prasinite der Rocca Bianca aus Gabbrogesteinen klar hervorgeht. Es wurden in der Tat zahlreiche Zwischenstufen gefunden, welche die typischsten Prasinite mit

jenen metamorphosierten Gabbro vereinigen, in welchen der ursprüngliche Plagioklas vollkommen verschwunden ist, während der Diallag noch reichlich hervortritt. Ferner haben wir beobachtet, daß die wichtigsten Gemengteile in den letzteren Gesteinen und in den Prasiniten dieselben mikroskopischen Eigenschaften besitzen, so daß oft nur die Anwesenheit des Diallag uns erlaubt, die zwei Gesteinsreihen zu trennen.

In den Dünnschliffen der metamorphosierten Gabbro und der Prasinite der Rocca Bianca, welche ich untersucht habe, scheint der Lawsonit zu fehlen. Die Anwesenheit dieses Minerals ist aber nicht ausgeschlossen. Es ist bekannt, daß Franchi[1] an ähnlichen Gesteinen der Gorgona-Insel den Lawsonit nicht gefunden hatte, während Manasse (a. a. O.) später an andern Proben ihn ziemlich reichlich fand. Übrigens kann das Fehlen oder die Seltenheit des Lawsonit in den untersuchten Gesteinen der Rocca Bianca von eigentümlichen Metamorphismusbedingungen abhängig sein. Die Wichtigkeit dieser Bedingungen geht aus der Tatsache hervor, daß Gesteine von nahestehender mineralogischer und chemischer Zusammensetzung in einem Falle Lawsonit, in einem andern Zoisit geliefert haben. Man nimmt ziemlich gewöhnlich an, daß die Bildung des Lawsonit auf Kosten der Anorthitmoleküle der Plagioklase eine sehr einfache ist und selbst daß die Lawsonitbildung das erste Stadium der Metamorphose der Plagioklase in Zoisit sei. Ich glaube aber nicht, daß die Sache so einfach ist. Wenn wir die Formel der drei Mineralien Anorthit, Lawsonit und Zoisit

$$\begin{aligned} &Ca\ Al_2 Si_2 O_8 \\ &H_4 Ca\ Al_2 Si_2 O_{10} \\ &H\ Ca_2 Al_3 Si_3 O_{13} \end{aligned}$$

äußerlich betrachten, so kann die Einfachheit der Lawsonitbildung ohne weiteres festgestellt erscheinen. Wenn wir aber darauf aufmerksam machen, daß nichts uns sagt, daß die Lawsonitbildung ohne Polimerisierung stattfindet, ferner, daß das Wasser dieses Minerals Konstitutionswasser sei und daher

[1] Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorphosi di roccie diabasiche ecc. Boll. Soc. geol. ital. 1896. **15.** 8.

die Molekularstruktur von jener des Anorthit verschieden sein muß, wie auch durch die Beobachtungen Ransome's und Palache's bestätigt wird, nach welchen der wasserfreie Lawsonit wahrscheinlich die Konstitution des Barsowit, nicht jene des Anorthit besitzt, so sehen wir, daß es möglich ist, daß die „Einfachheit" der Lawsonitbildung ganz illusorisch sei. In Übereinstimmung mit diesen Betrachtungen steht die Tatsache, daß der Lawsonit, obwohl sehr stabil und gegen Säuren widerstandsfähiger als der Anorthit, doch nur eine Verbreitung und eine petrographische Wichtigkeit besitzt, welche jener des Zoisit sehr untergeordnet ist.

Auf Grund der von ihm untersuchten Prasinite und Natronamphibolite ist Franchi zum Schlusse gelangt, daß die chemische Zusammensetzung der metamorphosierten Gesteine von jener der ursprünglichen Gesteine nicht merklich verschieden ist. Und Manasse sagt für die Prasinite der Insel Gorgona, daß „nel passaggio dei diabasi e delle eufotidi a prasiniti e roccie affini non si ha, in generale, all' infuori dell' acqua, che è stato il veicolo delle trasformazioni, nessuna aggiunta o perdita di elementi, e che quindi gli scambi chimici avvennero soltanto fra gli stessi minerali della roccia primitiva". Franchi und Manasse bildeten sich diese Überzeugung nicht auf Grund des Vergleichs der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen und des neu entstandenen Gesteins, oder wenigstens einer Reihe von verschieden stark metamorphisierten Gesteinen, sondern einfach auf Grund der Tatsache, daß die chemische Zusammensetzung der Prasinite der von bekannten Diabasen und Gabbro ähnlich ist.

Die an den verschieden metamorphosierten Gesteinen der Rocca Bianca angestellten Analysen erlauben vielleicht die Bildung der Prasinite aus vorherbestehenden Gabbro besser zu studieren[1]. Vereinigen wir die ausgeführten Analysen in der folgenden Tabelle:

[1] Ich habe nicht die Absicht, das, was aus der Untersuchung der Gesteine der Rocca Bianca zu resultieren scheint, auf andere Lokalitäten auszudehnen und ebensowenig will ich mit den gemachten Einwänden die sehr großen Verdienste Franchi's um das Studium des Metamorphismus der alpinen Gesteine unterschätzen.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	46,03	45,86	43.89	47,11
TiO_2	0,33	0,33	—	0,41
Al_2O_3	22,76	23,27	25,37	19,15
Fe_2O_3	1,50	1,19	1,87	3,06
FeO	1,10	1,49	1,90	4,79
MnO	0,18	0,17	—	0,22
CaO	20,24	14,91	11,99	9,69
MgO	5,49	6,60	8,35	9,88
Na_2O	1,61	2,32	2,32	2,52
K_2O	0,48	0,49	0,20	0,37
H_2O unter 110°	0,12	0,15	0,11	0,08
H_2O über 110°	1,55	2,67	4,17	3,38
CO_2	—	0,25	0,12	—
	101,39	99,70	100,29	100,66

I. Metamorphosierter Gabbro mit fast vollkommen unverändertem Diallag.

II. Metamorphosierter Gabbro mit vollständig uralitisiertem Diallag.

III. Weißliches Gestein mit wenig Amphibol.

IV. Amphibolprasinit mit großen Ocellen.

Aus dieser Tabelle geht klar hervor, daß es für die Gesteine der Rocca Bianca schwer fassbar ist, daß die Umwandlung von Gabbro zu Prasiniten ohne bedeutende Veränderung in der chemischen Zusammensetzung stattfindet. In der Tat enthalten im Falle der Rocca Bianca die Prasinite eine Eisenmenge, welche größer als jene der noch existierenden am wenigsten metamorphosierten Gabbro ist, und was noch wichtiger ist, je nachdem die Metamorphose fortschreitet, wechselt das Verhältnis der prozentischen Mengen von CaO und MgO stark, und zwar hat man ein fortschreitendes Abnehmen des Ca-Gehalts und ein Zunehmen des Mg, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

Gestein	I.	II.	III.	IV.
CaO : MgO =	3,7 : 1	2,3 : 1	1,4 : 1	1 : 1

Man müßte daraus schließen, daß die Metamorphose der Gabbro der Rocca Bianca in Prasinite nicht nur unter der Einwirkung des Wassers, sondern auch unter Substanzenumtausch mit dem Äußeren stattgefunden hat. Man könnte einwenden, daß das Abnehmen des Calcium von Eigentümlichkeiten in der relativen Menge der Bestandteile der analysierten Gesteine herrühren könnte, aber einige einfache Betrachtungen widerlegen diese Einwendung. Unabhängig von jeder chemischen Analyse zeigt schon die mikroskopische Untersuchung, daß

die Ca O-Menge in den noch erkennbaren Gabbro größer als in den Prasiniten sein muß, weil die ersten immer zoisitreicher als die letzten sind. Man könnte sagen, daß der analysierte Gabbro No. I mit unverändertem Diallag sehr arm an diesem Mineral ist, und daß dies den kleinen Mg O-Gehalt des Gesteins erklärt: es ist sicher, daß die Analyse anderer diallagreicherer Varietäten eine größere Mg-Menge geben würde, aber jedenfalls müßte das Verhältnis Ca O : Mg O immer bedeutend größer als 1,4 : 1 sein, welches jenem des reinen Diallag dieser Gesteine entspricht[1]. Man muß noch bemerken, daß der analysierte Prasinit ein Amphibolprasinit mit wenig Chlorit ist: die Analyse der chloritreichen Varietäten hätte sicherlich einen noch größeren Mg-Gehalt geliefert. Übrigens ist die „Decalcifikation" eine Erscheinung, welche konstant die Uralitisierung der Pyroxene begleitet, wie auch die genauen, an reinem Material von Duparc und Hornung[2] vor kurzem angestellten Analysen des ursprünglichen Pyroxen und des neugebildeten Amphibol bewiesen haben (Ca O : Mg O = 1,8 : 1 am urspr. Pyroxen, 1 : 1 am Uralit).

Ferner glaube ich, daß die Notwendigkeit, Umtausch mit dem Äußeren anzunehmen, noch aus anderen Tatsachen hervorgeht. Man hat gesehen, daß der ursprüngliche Plagioklas der Gabbro der Rocca Bianca sehr basisch ist: wie kann man, ohne Umtausch, die Bildung nicht nur der bedeutenderen Albitmenge der Prasinite, sondern auch der zahlreichen Adern dieses Minerals, welche in den metamorphosierten Gabbro und in den Prasiniten reichlich vorkommen und die Bildung der bedeutenden Glaukophanmenge, welche die zahlreichen Lithoklasen erfüllt, erklären?

Ferner wurden nicht nur an der Rocca Bianca, sondern auch an anderen Lokalitäten Metamorphosen beobachtet, welche von Decalcifikation begleitet sind. So hat z. B. Termier[3] diese Erscheinung an den basischen Eruptivgesteinen

[1] Ferner ist noch zu bemerken, daß der Ca O-Gehalt der Gabbro mit Ausnahme der olivinführenden Glieder den Mg O-Gehalt meist übertrifft, wie die Zusammenstellung der Analysen im Lehrbuch der Petrographie (p. 735. 3) von F. Zirkel zeigt.

[2] Sur une nouvelle théorie de l'ouralitisation. Compt. rend. 1904. **139**. 223.

[3] Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basique de la région du Pelvoux. Compt. rend. 1897. **124**. 633.

des Gebiets vom Pelvoux beschrieben; der normale Diabas enthielt Ca O = 6,35 %, Mg O 4,71 %, das umgewandelte Gestein dagegen Ca O 0,95 %, Mg O 5,32 %.

Was die Art des Metamorphismus betrifft, welcher die besprochenen Umwandlungen verursachte, so haben sich fast gleichzeitig Manasse und ganz besonders Franchi mit dieser Frage eingehend beschäftigt. Beide sind unabhängig zu übereinstimmenden Schlüssen gelangt, welche übrigens z. T. denjenigen entsprechen, welche Lepsius[1] in seinen Studien über die Geologie von Attika geäußert hatte, wie auch Franchi bemerkte. Im allgemeinen bin ich in Übereinstimmung mit Franchi und Manasse. Daß es sich in unserm Falle nicht um Dynamometamorphismus handelt, geht sehr klar aus der meisterhaften Diskussion hervor, welcher Zirkel[2] die Metamorphose der Gabbrogesteine unterwarf. Sehr wichtig ist auch, was Franchi bemerkt, daß es nämlich in den Alpen stark gestörte Gesteine mit wenig bedeutendem Metamorphismus gibt; viele Jahre früher hatte Eichstädt[3] das Gegenteil beobachtet, nämlich stark umgewandelte Gabbrogesteine, an welchen die Einwirkung von Gebirgsdruck niemals zu beobachten war. Und vor kurzem hat Spezia[4] wichtige Experimentaluntersuchungen und theoretische Betrachtungen bekannt gemacht, mit welchen er die Ansichten von Becke[5] und Grubenmann[6] zu widerlegen sucht. Übrigens müßte jetzt selbst nach diesen Gelehrten die Temperatur eine bedeutende Rolle spielen, wie ihre Unterscheidung verschiedener Tiefenstufen, den verschiedenen geothermischen Graden entsprechend, zeigt. Die Wichtigkeit dieser Tiefenstufen für die Geologie der

---

[1] Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine. Berlin 1893.

[2] Lehrbuch der Petrographie. 1894. **2**. 781. Siehe dort die betreffenden Literaturangaben über Bonney, Mc Mahon, Adams usw.

[3] Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. 1887. **11**. No. 14.

[4] Il dinamometamorfismo e la minerogenesi. Atti R. Accad. delle Scienze di Torino. 1905. **40**. Sitzung des 7. Mai 1905.

[5] Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Compt. rend. du Congrès géol. intern. IX Session in Wien. 1903. Heft 2.

[6] Die kristallinen Schiefer. Berlin 1904.

westlichen Alpen wurde vor kurzem von Stella[1] hervorgehoben.

Im Falle der Gesteine der Rocca Bianca geht noch aus einer andern Tatsache hervor, daß der Gebirgsdruck allein die beobachteten Gesteinsumwandlungen nicht erklären kann, weil wir gesehen haben, daß der Metamorphismus sehr wahrscheinlich unter Substanzumtausch mit dem Äußeren stattfand.

Nach Franchi ist die Einwirkung des Drucks darauf beschränkt, das Wasser oberhalb 100° flüssig zu erhalten und der Kontakt zwischen dem Wasser und den Mineralien zu erleichtern und im Falle eines Zerbrechens des Gesteins die Kontaktoberfläche zu vergrößern. Es scheint mir aber, daß dem Druck noch eine andere Einwirkung zukommt, nämlich eine, wenn auch sehr kleine Vermehrung des Lösungsvermögens des Wassers. Daß der Druck die Löslichkeit im allgemeinen vergrößert, ist sicher; ich beschränke mich darauf, auf die betreffenden Kapitel des Buchs Doelter's[2] hinzuweisen. Wenn wir auf diese Wirkung aufmerksam machen und genau die Bedeutung der Zeit schätzen, welche ein wichtiger geologischer Faktor ist, wie van t'Hoff[3] und Spezia[4] vor kurzem ganz besonders hervorhoben, so können wir auch als wahrscheinlich annehmen, daß die für die besprochenen Gesteinsumwandlungen nötige Temperatur nicht sehr hoch sein kann. Daß die Zeit die Temperatur ersetzen kann (natürlich oberhalb der niedrigsten Temperatur, welche nötig ist, damit eine Reaktion stattfindet), ist allgemein bekannt, dafür sind einige mineralsynthetische Versuche von K. v. Chrustchoff[5] sehr beweisend; dieser Forscher fand, daß die Zeit nicht nur die Temperatur, sondern auch die „agents minéralisateurs" ersetzen kann.

[1] Il problema geo-tettonico dell' Ossola e del Sempione. Boll. R. Com. Geol. 1905. No. 1.

[2] Physikalisch-chemische Mineralogie. p. 209.

[3] Die Bildung des natürlichen Anhydrit und die Rolle, welche die Zeit bei chemischen Umsetzungen spielt. Arch. néerl. de sc. exact. et nat. Harlem 1901. [2.] 6. 471.

[4] Contribuzioni di geologia chimica. La pressione è chimicamente inattiva nella solubilità e ricostituzione del quarzo. Atti R. Acc. delle Scienze di Torino. 1905. **40**.

[5] Sur des nouveaux procédés de reproduction artificielle de la silice cristallisée et de l'orthose. Compt. rend. 1887. **104**. 602.

Bryozoen aus dem karnischen Fusulinenkalk.

Von

A. Johnsen in Königsberg i. Pr.

Mit Taf. X, XI.

Einleitung.

Das Material wurde von Schellwien 1889 und 1890 gesammelt. Herr Prof. Schellwien überließ mir dasselbe in liebenswürdigster Weise zur Untersuchung, machte mich auf die wichtigste Literatur aufmerksam und überwies mir Arbeitsraum und Arbeitsmittel in dem von ihm geleiteten Bernsteinmuseum der hiesigen Universität. Gern hätte ich Herrn Schellwien auch an dieser Stelle gedankt. Es sollte nicht sein.

Die Bryozoen stammen aus Schellwien's[1] Schicht s des Obercarbons oberhalb der Naßfeldhütte an der Kronalp im Gebiet von Pontafel.

Das Gestein stellt dunklen braun verwitternden Kalk dar, der außer Kalkspat noch Dolomit, Quarz, Eisenoxydhydrat und Kohle führt. Die Bryozoen sind verkieselt und zwar handelt es sich wesentlich nicht um amorphe, sondern um kristallisierte SiO_2, also wohl Quarz. Da die rezenten Bryozoen lediglich Kalk oder chitinöse Substanz abscheiden, wird man die Verkieselung als sekundären Vorgang[2] betrachten. Diese kristallinen Ausscheidungen sind der Erhaltung feinerer Strukturcharaktere im allgemeinen wenig günstig gewesen.

[1] Palaeontographica. **39**. 13. 1892.

[2] Über derartige Verkieselungen hat bereits L. v. Buch interessante Beobachtungen gemacht (Über die Silifikation organischer Körper). Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Berlin. **28**. II. 1828. Berlin 1831.

Die Exemplare wurden mittels Salzsäure aus dem Kalk herauspräpariert. Unter dem so erhaltenen Material fanden sich außer zahlreichen Fusulinen auch spärliche Ostracoden sowie eine *Phillipsia*, worüber ein anderes Mal kurz berichtet werden soll.

Vergleichsmaterial stand mir nicht zur Verfügung.

Hinsichtlich der verwickelten und immer noch keineswegs geklärten Systematik der Bryozoen hielt ich mich wesentlich an Zittel und Ulrich (siehe Literaturübersicht). Betreffs der Nomenklatur folgte ich in Anbetracht der vorwiegend englischen Literatur vielfach den Terminis der Amerikaner, z. T. verwendete ich deutsche Wortzeichen, die jedoch ohne weiteres verständlich sind.

Die Photographien stellen zehnfache Linearvergrößerung dar; bei ihrer Anfertigung unterstützte mich Herr R. Jonas, Assistent am Bernsteinmuseum, in liebenswürdigster Weise.

De Angelis d'Ossat beschrieb einige Bryozoen (*Fenestella Veneris* Fisch., *F. plebeja*[1] M'Coy, *Polypora Kolvae* Stuckenb., *Penniretepora pulcherrima* M'Coy, *Geinitzella [Batostomella] crassa* Lonsd. und *Archaeopora nexilis* Koninck) aus den gleichen Obercarbonschichten des Mte. Pizzul, die von obigem Gebiet nur durch die triadischen Kalke des Mte. Germula getrennt sind; ich fand von diesen Arten nur *Fenestella? plebeja* M'Coy (die bisher von Glasgow, Bleiberg und dem Ural bekannt ist).

Im übrigen gelang die Identifizierung einer Form mit einer solchen des uralischen oberen Kohlenkalks vom Gouv. Perm (*Thamniscus poritidus* Stuckenb.) sowie mit einigen durch Ulrich und durch Rogers aus Iowa, Illinois, Kentucky, Missouri und Kansas bekannt gemachten Arten, nämlich:

Cystodictya americana Ulr.	Keokuk-Gruppe.
„ *nitida* Ulr.	
Streblotrypa Nicklesi Ulr.	Chester-Gruppe.
„ *striatopora* Rogers.	Obere Coal Measures.
Rhombopora Nicklesi Ulr.	Untere Coal Measures.
Fenestella filistriata Ulr.	Burlington-Kalk.
„ *burlingtonensis* Ulr.	

[1] Nach de Angelis d'Ossat bereits vorher durch Frech in den karnischen Alpen gefunden.

Fenestella ovatipora Rogers „ *modesta* Ulr. *Thamniscus tenuiramus* Rogers *Rhombocladia delicata* Rogers	Obere Coal Measures.

Eine Anzahl anderer amerikanischer Formen konnte nicht vollkommen sicher festgestellt werden.

Schließlich scheint die von Young und Young aus dem schottischen Carbon beschriebene *Pinnatopora flexicarinata* aufzutreten.

Indische Arten wurden nicht aufgefunden.

Die Mehrzahl obiger amerikanischer Formen gehört den oberen und (seltener) unteren Coal Measures, *Thamniscus poritidus* Stuckenb. dem oberen Kohlenkalk Rußlands an; dieses Ergebnis ist offenbar in guter Übereinstimmung mit Schellwien's Altersbestimmung jener karnischen Schichten.

Literaturübersicht.

G. de Angelis d'Ossat: R. Accad. Linc. 1. Roma 1896.

G. Busk: Report Results H. M. S. Challenger 1873—1876. **10.** Part XXX; **17.** Part L.

E. R. Cumings: Amer. Journ. Sc. **17.** 49. 1904 und **20.** 169. 1905.

Nickles and Bassler: Bull. Unit. Stat. Geol. Surv. No. 173. Washington 1900.

A. F. Rogers: Kansas Univ. Quart. Journ. No. 1 u. 2. p. 1. Lawrence 1900.

A. Stuckenberg: Mém. comm. géol. **10.** 179. St. Pétersbourg 1895.

E. O. Ulrich: Geol. Surv. Illinois. **8.** 285. 1890. Nebst Tafelwerk.

W. Waagen and J. Pichl: Mem. Geol. Surv. India. Ser. XIII. Salt Range Fossils. **1.** 771 u. 963. Calcutta 1887.

Zittel: Text-Book of Palaeontology. I. 257. London 1900, sowie Grundzüge der Paläontologie. 2. Aufl. 1903.

Die unten zu beschreibenden Arten gehören 5 verschiedenen Familien an; die systematische Stellung der letzteren ergibt sich aus folgender kurzer Übersicht.

Bryozoa.

Gruppe: Holobranchia (Lankester).
Untergruppe: Ectoprocta (Nitsche).
Ordnung: Gymnolaemata (Allman).
Unterordnung: Cryptostomata (Vine).
Familien: Cystodictyonidae (Ulrich), Streblotrypidae (Ulrich), Rhabdomesontidae (Vine), Fenestellidae (King), Acanthocladiidae (Zittel).

Cystodictyonidae.

Cystodictya americana Ulrich.

Taf. X Fig. 1a.

Es liegen mehrere bis 6 mm lange Bruchstücke vor, welche nirgends Verästelung zeigen. Die Durchmesser des elliptischen Querschnittes betragen 1,8 mm und 0,8 mm im Maximum; oft verjüngen sich die Stämme an einem Ende beträchtlich. Einige weniger dicke Stämme gehen im Querschnitt mehr ins Rundliche. Meist sind die Fragmente etwas gekrümmt oder wie tordiert. Ein Gegensatz von Vorderseite und Rückseite existiert nicht; beide Fronten sind mit je 5 Längsreihen von Zoöcialöffnungen versehen, welche durch ziemlich scharfe Längsrippen voneinander getrennt sind. Die 2 Rippen an den beiden Seitenrändern des Zoariums sind besonders stark ausgeprägt. Die runden bis ovalen Öffnungen haben ca. 0,1 mm Durchmesser und sind von einem meist nicht sehr deutlichen Peristom umgeben. In der Vertikalrichtung treten in 3 mm 5 Zoöcialöffnungen auf. Die diagonale Anordnung ist nicht ganz regelmäßig. Mesoporen fehlen. Das Innere ist meist stark verkieselt; hier und da zeigt ein Querschnitt die rechts-links gerichtete Medialplatte und die sich beiderseitig an sie anlegenden Zoöcialröhren. Seitlich geführte Längsschnitte lassen außer dem etwas gewundenen Querschnitt der Medialplatte Diaphragmen erkennen, welche von jener aus nach vorn und hinten[1] leicht abwärts gerichtet sind und die Zoöcialröhren in eine Reihe von Stockwerken zerteilen.

Die Art wurde von Ulrich in Schichten der Keokuk-Gruppe am Kings Mountain-Tunnel in Kentucky und — wie die folgende ihr sehr nahestehende — bei Bentonsport in Iowa aufgefunden; sie ist nach Ulrich (p. 494. Taf. LXXVI Fig. 5, 5a) sehr ähnlich der *C. parallela* Phillips aus dem Carbon Großbritanniens.

Cystodictya nitida Ulrich.

Taf. X Fig. 1b.

Es liegen mehrere bis 5 mm lange Stämme vor, die selten den Ansatz eines Astes zeigen. Auf jeder Seite sind 6 Reihen

[1] Die Begriffe „vorn“, „hinten“, „Vertikalrichtung“ u. dergl. sind hier zwar willkürlich, jedoch anschaulich und nicht mißzuverstehen.

von Zoöcialöffnungen. Die diagonale Anordnung ist noch weniger regelmäßig als bei *C. americana*; die Rippen sind schmaler, feiner und oft recht undeutlich, dagegen ist das Peristom viel stärker und tritt über die Rippen hervor, auch ist ein deutliches Lunarium vorhanden. 6 Öffnungen kommen auf 3 mm Längserstreckung, $3\frac{1}{2}$ auf 1 mm Diagonale, sie sind also etwas zahlreicher als bei voriger Art. Der Querschnitt ist weniger konvex und hat auch nie den infolge der starken Rippen oft polygonartigen Umriß von *C. americana*. Die Oberfläche des Zoariums ist feinkörnelig. (Ulrich p. 493. Taf. LXXVI Fig. 4, 4a.)

Streblotrypidae.

Streblotrypa Nicklesi Ulrich.

Taf. X Fig. 2a und 2b.

Es fanden sich nur 3 kleine Bruchstücke, doch konnte an einem derselben die charakteristische Gabelung des Stammes beobachtet werden. Der Stammdurchmesser erreicht an der Gabelung 0,7 mm (Ulrich gibt „0,5 mm ca." an, dies ist die einzige Differenz!), verjüngt sich aber schnell. Im Umkreis des Zoariums befinden sich etwa 12 Vertikalreihen von Zoöcialöffnungen und ebensoviel zwischenliegende Längsrippen. Die Öffnungen sind oval, mit deutlichem Lunarium und von ziemlich kräftigem Peristom umgeben. Die Rippen machen an jeder Öffnung einen kleinen Knick, so daß die benachbarten Ränder zweier vertikal aufeinanderfolgender Öffnungen zusammen mit den 2 verbindenden Längsrippen eine Art Sechseck bilden. Letzteres ist durch 2 (selten 3) Reihen feiner Mesoporen ausgezeichnet, deren Zahl von 6—12 variiert und im übrigen gegen die Gabelungsstelle hin zu wachsen scheint. Auf 4 mm Länge kommen etwa 11 Zoöcialöffnungen, diagonal etwa $4\frac{1}{2}$ auf 1 mm; sie sind vertikal um ihren doppelten Durchmesser (durchschnittlich) entfernt. Hier und da scheint ein Ovicell aufzutreten. Der Querschnitt zeigt eine beträchtliche Zahl von Tuben, die um eine (ideelle) Zentralachse in mehreren konzentrischen Kreisen angeordnet sind und nach außen hin an Größe zunehmen (da sich nämlich jede Röhre nach unten zu verengt und nach oben hin leicht auswärts

biegt, so werden die äußeren Röhren von einem und demselben Querschnitt an höheren Stellen getroffen als die inneren). Kurz vor ihrem Austritt an die Oberfläche besitzen die Tuben an der nach der Centralachse zu liegenden Innenwand ein Hemiseptum, das die Hälfte des Röhrenquerschnittes einnimmt.

Ulrich entdeckte diese Art in der Chester-Gruppe bei Kaskaskia und an anderen Orten von Illinois sowie im Sloan's Valley in Kentucky (p. 667. Taf. LXXI Fig. 9, 9a).

Während Zittel sowie Rogers *Streblotrypa* in die Familie Rhabdomesontidae stellen, sah sich Ulrich infolge des Auftretens von Mesoporen und unteren Hemisepten sowie des Fehlens von Diaphragmen zur Aufstellung einer besonderen Familie veranlaßt, zu der er auch *Cyclopora*, *Cycloporella*, *Worthenopora* und *Proutella* rechnet (p. 402).

Streblotrypa striatopora Rogers.

Es liegt nur ein — anscheinend junges — Exemplar von etwa 2,5 mm Länge und dementsprechend ohne Verästelung vor; am einen Ende erkennt man an der Verdickung des Stammes von 1 mm auf 1,5 mm die Basis, oben bemerkt man die annähernd in konzentrischen Kreisen angeordneten Zoöcialöffnungen, die außen (im „reifen" Zustand) 0,15—0,2 mm Durchmesser haben; die Wände sind kräftiger als bei der vorigen Art. Der Querschnitt des Zoariums ist kreisrund. Die rundlichen bis ovalen Zellöffnungen sind in ziemlich regelmäßigen Längsreihen und in Diagonalreihen angeordnet, in den ersteren entfallen auf 2 mm 4 Öffnungen, in den letzteren 5; sie werden an Stelle des Peristoms nur von der schwach ansteigenden Oberfläche umgeben. Im Umkreis des Stammes treten etwa 11 Vertikalreihen von Öffnungen auf. Im übrigen ist die Oberfläche von zahlreichen Mesoporen durchsetzt, die in Vertikalreihen angeordnet und durch feine vertikale und horizontale Wände getrennt sind, so daß eine Längsreihe von Mesoporen nebst Wänden an der Oberfläche wie eine Strickleiter erscheint; die feinen Quersprossen sind vielfach so undeutlich (wohl lädiert), daß lange Vertikalrillen zustande kommen.

Hier und da treten übrigens feine, kurze Acanthoporen auf, die Rogers nicht erwähnt. Der Längsschnitt läßt die

kurzen Zoöcialröhren, aber weder Hemisepten noch Diaphragmen erkennen; freilich ist das Innere stark verkieselt.

Rogers (p. 4. Taf. IV Fig. 1) entdeckte diese Art in den oberen Coal Measures von Kansas City in Missouri sowie von Lawrence in Kansas und unterscheidet sie von *St. multiporata* Ulrich[1] (Waverly-Gruppe, Ohio) nach ihren größeren Zoöcialöffnungen, kleineren Poren und der deutlicheren longitudinalen Anordnung letzterer.

Rhabdomesontidae[2].

Rhombopora Nicklesi Ulrich.

Taf. X Fig. 3.

Es sind 3 kleine Fragmente vorhanden, an deren einem sich eine Andeutung von Verästelung befindet. Der Querschnitt ist kreisrund, sein Durchmesser schwankt um 0,6 mm. Die bald lang-, bald kurzovalen Öffnungen, die manchmal in rhombenförmige oder hexagonartige übergehen, besitzen etwa 0,18 mm Längsdurchmesser; sie sind in ca. 13 regelmäßig alternierenden Reihen angeordnet, deren Zwischenräume als schmale, wallartige oder auch scharfkantige Rippen erscheinen; letztere ziehen sich zwischen je 2 vertikalen Zoöcialreihen zickzackartig hin, derart, daß sich 2 benachbarte Zickzacklinien abwechselnd nähern und entfernen und an den Näherungsstellen entweder scharfwinkelig zusammenstoßen oder eine kleine Strecke einander parallel laufen. Von jenen Rippen aus fallen die Zoöcialwände steil nach innen ein im Gegensatz zu manchen anderen Arten, wie z. B. der folgenden; die Rippen sind zu beiden Seiten ihrer Gratlinie mit feinsten Knötchen dicht besetzt, während die Berührungsstelle zweier aneinanderstoßender Rippen durch eine oder (bei paralleler Begleitung s. o.) durch zwei dornartige Bildungen ausgezeichnet ist. Die Zoöcialöffnungen sind vertikal und diagonal ziemlich regelmäßig angeordnet, doch variiert ihre Form sehr beträchtlich in verschiedenen Höhen des Stammes und mit jener auch der Schnittwinkel der Diagonal-

[1] Bull. Denison Univers. **4.** 87. Taf. XIV Fig. 11.

[2] Bei Zittel und bei Rogers steht irrtümlich „Rhabdomes**odon**tidae"; die Familie ist nach dem von Young und Young entdeckten Genus *Rhabdomeson* benannt worden.

reihen (40—70°) sowie die Distanz benachbarter Öffnungen. Durchschnittlich kommen vertikal 2 Öffnungen auf 1 mm, diagonal $3\frac{1}{2}$. Ein Fragment erscheint an einer Stelle verbogen und tordiert, an der konvexen Seite sind die Öffnungen auffallend klein und dicht gedrängt, oberhalb und unterhalb davon jedoch ganz besonders stark gestreckt mit kurzen Zwischenräumen und spitzem Diagonalenwinkel — als ob an jener exponierten Stelle eine Verstärkung des Baues auf Kosten benachbarter Partien eingetreten wäre; auf der konkaven Seite der Biegung ist die Oberflächenstruktur ungefähr normal; dementsprechend bemerkt Ulrich, daß öfters 2 Längshälften des Stammes verschieden struiert seien. Ein angefertigter Längsschnitt ließ die innere Struktur nicht genauer erkennen; auch Ulrich macht über Hemisepten und Diaphragmen keine Angaben. Eine Zentralachse existiert nicht.

Nach Ulrich (p. 661. Taf. LXX Fig. 1, 1a, 1b, 1c): Untere Coal Measures, Sparta in Illinois.

Rhombopora Schellwieni n. sp.

Taf. X Fig. 4a und 4b.

Es liegen 5 Bruchstücke vor, deren eines einen Ansatz von Gabelung zeigt. Der Stamm besitzt einen kreisrunden Querschnitt von 0,4 mm Durchmesser. Die rundlichen Zoöcialöffnungen, welche vertikal und diagonal sehr regelmäßig angeordnet sind, haben etwa 0,2 mm Durchmesser und liegen an dem unteren Rand einer oval bis rhombenförmig oder hexagonartig umgrenzten Einsenkung derart, daß 5 Öffnungen auf 1 mm Diagonalstrecke und auf 3 mm Vertikalstrecke kommen; der Diagonalenwinkel ist daher sehr spitz. Jene von oben her flach gegen die Tube einfallenden taschenartigen Felder („sloping area“) — wir wollen sie „Zoöcialfelder“ nennen — sind von einem Kranz von Knötchen umgeben, der die eigentliche Zoöcialöffnung unten tangiert. Auf einem diagonalen Umgang des Stammes passiert man 7 Öffnungen, wobei jedoch 2 von den 7 alternierenden Vertikalreihen sich nicht unmittelbar gegenseitig abgrenzen, sondern durch einen schmalen, vertikal verlaufenden Oberflächenstreifen des Stammes geschieden sind; gegen diesen Längsstreifen stoßen die beiderseitigen Vertikalreihen von Zoöcialfeldern derartig

ab, daß derselbe rechts und links von je einer mit Knötchen besetzten leicht gewundenen Schlangenlinie eingefaßt erscheint.

Diese Struktureigentümlichkeit fand ich nirgends für *Rhombopora* angegeben; da sie an allen 5 Fragmenten deutlich zu beobachten war, scheint sie keinem bestimmten Altersstadium zu entsprechen. Die gleiche Erscheinung wird von Ulrich an *Nematopora quadrata* Ulr. (Taf. XXIX Fig. 12a) abgebildet, jedoch nicht weiter erwähnt; sie könnte einem Übergang von doppelseitigem und einseitigem Zoöcienaustritt entsprecheu; da diese Strukturformen beide an Vertretern der Familie Arthrostylidae Ulr. vorkommen, so wäre unsere Art eventuell in jene Familie (*? Nematopora*) zu stellen. Diaphragmen und Hemisepten waren nicht zu erkennen. Es ist eine deutliche Axialröhre vorhanden.

Eine gewisse Ähnlichkeit hat *Rh. angustata* Ulrich aus der Keokuk-Gruppe vom Kings Mountain in Kentucky, doch zeigt diese nach Ulrich nur 5—6 Vertikalreihen (p. 652. Taf. LXX Fig. 6, 6a).

Rhombopora sp. I.

Taf. X Fig. 5.

Es fand sich nur 1 Exemplar, das überdies schlecht erhalten ist. Verästelung war nicht bemerkbar. Der Stamm ist zylindrisch mit 1,0 mm Durchmesser und trägt 16—18 vertikale Reihen von Zoöcialöffnungen; 8—9 Öffnungen kommen diagonal auf 2 mm, 6 vertikal auf 2 mm. Die Öffnungen sind länglich, 0,17 mm lang und 0,08 mm breit, oder sie gehen mehr ins Rundlichovale. Der Diagonalenwinkel beträgt etwa 75—80°.

Man bemerkt ferner undeutliche Furchung und spärliche fast verwischte Acanthoporen. Eine Axialtube ist nicht vorhanden; vordere Hemisepten wurden im Längsschnitt sichtbar. Ulrich's *Rh. sulcifera*, der unsere Art ähnelt, stammt aus der Hamilton-Gruppe von Davonport in Iowa (p. 649. Taf. XLV Fig. 2).

Rhombopora sp. II.

Es wurde nur 1 Exemplar beobachtet in Form eines kurzen Stammes von 2,25 mm Länge ohne Verästelung, mit rundlichovalem Querschnitt und ca. 1,25 mm Durchmesser.

Rings um den Stamm verlaufen etwa 20 Längsreihen von Zoöcialöffnungen. Der Durchmesser der letzteren beträgt 0,1 mm, der Abstand zweier Öffnungen in der Diagonalrichtung ebenfalls 0,1 mm ca. Der Diagonalenwinkel faßt etwa 80°. Zwischen je 2 Diagonalreihen sind vielfach 2 feine Wälle mit einer Rille in der Mitte sichtbar, hier und da repräsentieren sie sich deutlich als 2 Reihen von Acanthoporen. Der Längsschnitt ließ infolge fast vollkommener Verkieselung die innere Struktur nicht erkennen. Die ausgeprägt konzentrische Anordnung der Öffnungen am Ende des Stammes könnte eine Axialtube vermuten lassen.

Fenestellidae.

Über die Entwicklung dieser Familie hat kürzlich E. R. Cumings (II. p. 169) an Material aus der Hamilton-Gruppe von Thedford in Ontario Untersuchungen angestellt; Cumings unterscheidet ein „nepiastisches", „neanastisches", „ephebastisches" und „gerontastisches" (letztes) Altersstadium und bemerkt, daß sich die nepiastischen Zoöcien von *Fenestella* in allen denjenigen Erscheinungen, in denen sie sich von den später gebildeten Zoöcien unterscheiden, den ephebastischen Zoöcien der Cyclostomaten nähern, und schließt daraus, daß die Fenestelliden wie überhaupt sämtliche Cryptostomaten von den Cyclostomaten herzuleiten seien. Schon vorher hatte Ulrich (p. 399) auf entsprechende Beziehungen zwischen *Phylloporina* (cryptostomat) und *Protocrisina* (cyclostomat) aufmerksam gemacht.

Fenestella filistriata Ulrich var. *nodosa*.

Taf. X Fig. 6.

Es liegen mehrere Bruchstücke vor; lange schlanke Äste zweigen unter spitzem Winkel voneinander ab, der Querschnitt ist rundlich, mit einem Durchmesser von 0,4—0,5 mm. Die Quersprossen sind nur etwa $\frac{1}{2}$ so dick, von ihnen kommen etwa 5 auf 10 mm Länge; auf 3 mm Breite entfallen etwa 4 Äste. Die Fensterchen sind annähernd rechteckig mit $2 \times 0{,}5$ mm² Inhalt. Die rundlichen von schwachem Peristom umgebenen Zoöcialöffnungen haben einen Durchmesser von 0,12 mm und sind um das Anderthalbfache bis Doppelte desselben in der

Längsrichtung voneinander entfernt, zuweilen jedoch sind sie größer und daher dichter geschart; sie sind in 2 Reihen zickzackförmig angeordnet.

In jeder Reihe treten zwischen 2 benachbarten Quersprossen (Dissepimenta) etwa 7 Öffnungen auf, jedoch auch weniger; in 5 mm Längserstreckung zählte ich auf jeder Seite 14½ Öffnungen (Ulrich gibt 13—14 an).

Äste und Dissepimente zeigen rings herum feine Längsriefung; die feinen Rillen und Rippen setzen sich von einem Ast in den anderen sowie auch in die Dissepimente ununterbrochen fort. In der Mitte der Äste verläuft eine deutliche Mittelrippe, die ebenfalls fein längsgestreift ist und zuweilen feine Knötchen in 0,8 mm Entfernung trägt, die Ulrich weder erwähnt noch abbildet. Über die innere Struktur gaben die 3 vorliegenden hohlen Fragmente keine Auskunft.

Ulrich (p. 535. Taf. XLIX Fig. 2) fand seine Exemplare im Burlington-Kalk von Burlington in Iowa und von Montezuma in Illinois.

Unsere Varietät scheint sich durch die Knötchen sowie etwas größere und daher auch ein wenig dichter gedrängte Zoöcialöffnungen *F. regalis* Ulrich aus der Keokuk-Gruppe zu nähern (p. 538. Taf. L Fig. 1, 1a, Taf. LIV Fig. 5).

Fenestella ?plebeja M'Coy.

Taf. X Fig. 7.

Es fanden sich nur 2 Bruchstücke. Der Durchmesser des rundlichen Astquerschnittes beträgt 0,25—0,35 mm, die Länge der Maschen bis 1,3 mm, ihre Breite bis 0,6 mm; ihre Form ist rechteckig ins Elliptische. Die Quersprossen sind durchschnittlich halb so dick wie die Äste. Auf 10 mm Breite kommen etwa 15 Äste, auf 10 mm Länge ungefähr 10 Quersprossen. Die 2 Reihen von Zoöcialöffnungen alternieren, längs jeder Masche (Fensterchen) liegen 3 Öffnungen; auf 5 mm kommen 17½. Ihr Durchmesser beträgt 0,12 mm, ihre Distanz im Durchschnitt 0,18 mm, schwankt jedoch beträchtlich; ihr Umriß ist kreisförmig, das Peristom schwach entwickelt. An einzelnen Stellen ist undeutliche Längsstreifung bemerkbar. Die Carina (Mittelrippe), bald mehr, bald weniger hervortretend, ist mit länglichen Knötchen ausgestattet, von

denen 2 längs einem Fensterchen liegen. Die Rückseite ist gestreift und gekörnelt. Die Bruchstücke machen einen derben Eindruck. Diese Art, schon von Frech und von de Angelis d'Ossat aus den karnischen Alpen erwähnt, steht *F. rudis* Ulrich aus dem Keokuk-Kalk und den Warsaw-Schichten von Warsaw in Illinois sehr nahe (p. 537. Taf. XLIX Fig. 3).

Fenestella burlingtonensis Ulrich.

Taf. X Fig. 8.

Es wurde nur 1 Exemplar gefunden. Die schlanken Stämme, die einen rundlichen Querschnitt von 0,3 mm Durchmesser besitzen, sind durch langgestreckte Fensterchen von rechteckiger (bis elliptischer) Form mit etwa 10×4 mm^2 Inhalt getrennt; auf der Rückseite, die vollkommen glatt ist, erscheinen sie winkeliger als auf der Vorderseite. Die Quersprossen sind kurz und entweder von rundlichem Querschnitt und dann dünner als die Äste, oder gleichsam flachgedrückt und dann ebenso breit oder noch breiter als jene. Die Zellöffnungen bilden 2 alternierende Reihen, sind kreisförmig und von 0,11 mm Durchmesser und liegen um 0,22 mm durchschnittlich voneinander entfernt; daher kommen auf 5 mm Länge etwa 15 Öffnungen (Ulrich gibt 16 für 1 cm an, was jedoch offenbar nur ein Versehen ist). Das Peristom ist ziemlich markant. Längs einem Fenster liegen 3—5 Öffnungen. Die Mittelleiste ist kräftig entwickelt und trägt in unregelmäßigen Abständen Knötchen. Die Rückseite ist stellenweise etwas konkav.

Ulrich (p. 536. Taf. XLIX Fig. 1) betont, daß unter seinen Exemplaren beträchtliche Differenzen herrschen, so daß später eventuell mehrere Arten unterschieden werden müßten, und bildet ein Exemplar mit kurzen und ein solches mit langen Fenestrulae ab; diejenigen des hier vorliegenden Fragmentes sind besonders lang.

Burlington-Kalk von Burlington in Iowa.

Fenestella ?compressa Ulrich.

Taf. X Fig. 9.

Es liegt nur 1 Bruchstück mit einer einzigen Masche vor, welche 1,5 mm lang und 0,65 mm breit ist. Der Durchmesser der Astquerschnitte erreicht 3,5 mm, dieselben er-

scheinen seitlich stark zusammengepreßt, so daß die Zellöffnungen anstatt an der Oberseite in den Flanken zu liegen scheinen; auch die Dissepimenta sind stark zusammengedrückt, ihre Breite beträgt $\frac{2}{3}$ derjenigen der Äste. Zwischen 2 benachbarten Dissepimenten liegen 4—5 rundliche Öffnungen, $16\frac{1}{2}$ kommen auf 5 mm Länge; sie sind um etwa das Anderthalbfache ihres Durchmessers voneinander getrennt und von sehr schwachem Peristom umgeben. Die Mittelrippe tritt stark hervor und trägt zahlreiche Knötchen, wohl 3—4 längs einem Fenster; nach Ulrich scheinen sie etwas dichter gedrängt zu sein. Die Rückseite besitzt eine feine Körnelung, die in zahlreichen vertikalen Streifen angeordnet ist; nach Ulrich zeigte ein einziges Exemplar eine knotige Rückseite (var. *nododorsalis*).

Ulrich (p. 539. Taf. L Fig. 2): Keokuk-Gruppe vom Kings Mountain Tunnel in Kentucky (Stücke einer sehr ähnlichen Art aus der Chester-Gruppe vom Sloan's Valley in Kentucky).

Fenestella ?delicatula Ulrich.

Taf. X Fig. 10.

Es sind mehrere Fragmente vorhanden. Die Fensterchen sind sehr unregelmäßig und mannigfaltig gestaltet, von 1,0 resp. 0,6 mm Durchmesser (nach Ulrich etwas größer, doch scheint unser Bruchstück, nach der starken Divergenz der Äste zu schließen, aus der Nähe der Basis zu stammen, wo die Fensterchen häufig besonders klein sind). Die Äste sind sehr schlank, ihr Querschnitt ist rundlich und hat etwa 0,25 mm Durchmesser. Die Dissepimenta, $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ so dick, sind um so dünner, je länger sie sind, und erscheinen daher wie auseinandergezerrte elastische Fäden; sie nehmen sehr verschiedene Richtungen ein. Auf eine Masche entfallen 3, 4 oder wohl auch mehr Zoöcialöffnungen von 0,1 mm Durchmesser; diese bilden 2 alternierende Reihen, sind in der Längsrichtung um etwa das Doppelte ihres Durchmessers getrennt und haben annähernd kreisförmigen Umriß und ein äußerst kräftiges Peristom, besonders nach der Fenestrula hin erscheinen sie förmlich herausspringend; es entfallen etwa $17\frac{1}{2}$ auf 5 mm (nach Ulrich 16). Die Carina ist nicht sehr ausgeprägt und trägt einzelne Knötchen in wechselnden Abständen.

Die Rückseite zeigt hier und da verschwommene Längsstreifung oder auch eine Art Körnelung. Ulrich (p. 549. Taf. LII Fig. 2): Basis der Coal Measures von Seville in Illinois. Unser Fragment scheint sich ein wenig der verwandten *F. perminuta* Ulrich (Coal Measures, Seville, Illinois) zu nähern, welche eine unausgeprägte Carina, feinere Äste, kleinere Fenster und 20 Öffnungen auf 5 mm hat. Eines der mir vorliegenden Bruchstücke hat 15 Öffnungen auf 5 mm, etwas über 0,3 mm breite Äste, stark konvexe Rückseite, weniger kräftiges Peristom und anscheinend größere Maschen, weicht also nach der entgegengesetzten Seite hin von Ulrich's Beschreibung ab.

Fenestella ovatipora Rogers.

Taf. X Fig. 11.

Ein einziges, kleines Bruchstück liegt vor. Die Breite der Äste beträgt 0,3 mm, diejenige der Quersprossen etwa 0,2 mm. Die Äste zweigen unter ziemlich stumpfem Winkel voneinander ab und biegen sich dann gegeneinander hin. Die Breite der einzigen vorhandenen Masche beträgt 0,4 mm, die Länge ist nicht zu ermitteln (nach Rogers 1 mm), da die eine der beiden Quersprossen herausgebrochen ist. Die Form der Öffnungen ist oval oder eiförmig, in letzterem Fall mit der Spitze leicht gegen die Carina nach unten gerichtet. Das Peristom ist ziemlich deutlich. Der Durchmesser der Öffnungen beträgt 0,11 mm im Maximum, ihre Distanz das Anderthalbfache bis Zweifache jenes Wertes; auf 5 mm Länge kommen etwa 16½ Öffnungen. Die Mittelrippe ist schwach ausgebildet, sie trägt hier und da ein Knötchen. Stellenweise ist auf der Vorderseite eine Spur von Längsstreifung vorhanden, namentlich längs den Quersprossen. Die Rückseite ist rauh.

Rogers (p. 6. Taf. II Fig. 1): Obere Coal Measures von Kansas City in Missouri. Diese Art scheint übrigens der vorigen recht nahe zu stehen.

Fenestella modesta Ulrich.

Taf. X Fig. 12.

Vier Bruchstücke liegen vor. Die Breite der seitlich leicht zusammengepreßten Äste beträgt 0,25 mm, diejenige der ebenso

beschaffenen Dissepimenta $\frac{1}{2}$ so viel. Die Durchmesser der langovalen Maschen sind 0,7 mm resp. 0,3 mm ca. Übrigens wird eines der Fensterchen des einen Exemplars ringsum von Ästen begrenzt, in dem 2 Äste fast rechtwinkelig abzweigen und so die Rolle von 2 Querspossen spielen. Die Zoöcialöffnungen treten in 2 mehr oder weniger alternierenden Reihen auf; ihr Durchmesser beträgt 0,14 mm, ihre Distanz $\frac{5}{4}$ so viel; sie sind von rundlicher bis eiförmiger Gestalt, mit ziemlich kräftigem Peristom versehen und treten zu dritt oder viert längs einer Masche auf. Auf 5 mm kommen 20 Öffnungen. Die Carina fehlt fast ganz, dagegen treten feine, leicht hin und her gewundene Längsstreifen nicht nur an Stelle der Mittelrippe, sondern auch seitlich zwischen je 2 Öffnungen, sowie auf den Querspossen auf. Die Mittellinie ist von feinen Knötchen in 0,4 mm Abstand besetzt. Die Rückseite zeigt stellenweise eine deutliche körnelige Längsstreifung.

Da Äste und Dissepimente an den gegenseitigen Berührungsstellen etwas verdickt und die Querspossen mehr oder weniger alternierend angeordnet sind, so nehmen die Äste einen scheinbar zickzackförmigen Verlauf.

Ulrich (p. 550. Taf. LII Fig. 3): Coal Measures von Knox County und Seville in Illinois.

Fenestella ?mimica Ulrich.

Taf. XI Fig. 13.

Es fanden sich ziemlich zahlreiche Fragmente, die eine Ausdehnung von etwa 4 mm² besaßen; die Ausbreitung ist eben oder leicht wellig. Der rundliche Astquerschnitt hat im Durchmesser 0,2—0,25 mm, die Querspossen sind etwa $\frac{1}{3}$ so dick und alternieren meist deutlich. Die Fensterchen sind gewöhnlich quadratisch von 0,3 mm² Inhalt oder Rechtecke (vertikal gestreckt) oder auch Trapeze von der gleichen Weite, oft infolge hervortretender Zoöcialränder mit leichter Einbuchtung an den beiden Seiten. Die Zoöcialöffnungen alternieren; es liegt stets eine derselben zwischen je 2 Querspossen und eine im Sprossenansatz, und zwar mehr in der Sprosse selbst als im Ast. Ihre Distanz beträgt durchschnittlich das Anderthalbfache des Durchmessers der Zellöffnungen. Öfters sind die im Ast liegenden Öffnungen (zwischen je

2 Sprossen) vertikal, die in der Sprosse liegenden horizontal gestreckt, das Peristom ist sehr stark vorspringend; auf 5 mm Länge entfallen 19—23 Öffnungen. Die Carina fehlt fast ganz, statt ihrer ist eine Reihe von zahlreichen Knötchen oder Höckern vorhanden, die je eine winzige, meist vertikal schlitzförmige Öffnung haben; häufig laufen letztere ineinander, so daß eine feine, hier und da intermittierende, etwas gewundene Mittelrille entstehen kann; Ulrich gibt eine derartige Mittelfurche als typisch für *F. sevillensis* im Gegensatz zu *F. mimica* resp. *F. Wortheni* an. Jene Knötchen, eine Art Acanthoporen, sind nach Ulrich's Abbildung etwa $\frac{2}{3}$ so zahlreich als die Zellöffnungen, an unseren Exemplaren nur etwa $\frac{1}{2}$ so zahlreich. Die Rückseite ist gewöhnlich mit vielfachen Höckern versehen, welche öfters eine feine Öffnung zeigen. *F. mimica* Ulr. tritt nach Ulrich (p. 552. Taf. LII Fig. 7) in den Coal Measures von Seville in Illinois auf.

Polypora sp.

Taf. XI Fig. 14.

Nur 1 Bruchstück liegt vor, einen Ast mit 2 Seitenästen in 2 mm Distanz darstellend. Der Maximaldurchmesser des rundlichen Querschnittes der sich verjüngenden Äste beträgt 0,7 mm. Die Zoöcialöffnungen bilden 2 alternierende Reihen, sie sind in der Längsrichtung um das Doppelte ihres Durchmessers entfernt, in der Diagonale etwa gerade um den Durchmesser selbst; dieser beträgt 0,1 mm in der Vertikalrichtung der ovalen Öffnungen; es kommen daher etwa 14 Öffnungen auf 5 mm Vertikale. Das Peristom ist besonders an den Seitenrändern deutlich. Vielfach winden sich feine Rippen resp. Rillen zwischen den 2 Längsreihen der Zellöffnungen hin. Die Rückseite ist „smooth".

Thamniscus sp. I.

Taf. XI Fig. 15.

Es sind 3 Fragmente vorhanden. Die sich in Abständen von 1—2 mm gabelnden Äste sind etwas flach, die Durchmesser ihres Querschnittes betragen 0,8 mm resp. 0,65 mm. Dissepimenta waren nicht zu beobachten. Die annähernd kreisrunden Zoöcialöffnungen erscheinen in **V**-förmigen Quer-

reihen — mit dem Knie nach unten — angeordnet; der Winkel des Knies beträgt etwa 140°, die Reihen bestehen aus etwa 6 Öffnungen, welche auf Erhöhungen sitzen; dadurch, daß die Einbuchtungen zwischen den Erhöhungen derselben Querreihe nicht so beträchtlich sind als diejenigen zwischen 2 benachbarten Querreihen, treten eben letztere als solche hervor. Übrigens nehmen die Erhöhungen nach den beiden Seitenrändern des Astes hin stark an Größe zu. Die Distanz der Öffnungen beträgt in der Vertikalen etwa das Dreifache ihres Durchmessers, in der Querrichtung das Anderthalbfache. Es kommen 12 Öffnungen auf 5 mm Vertikale. Zwischen 2 Längsreihen zieht sich öfters eine feine Rippe hin. Die Rückseite ist stark konvex, ohne besondere Struktur. Ein seitlicher Längsschnitt zeigte, daß zahlreiche Diaphragmen vorhanden sind. Die Art ist der Form nach ähnlich *Th. divaricans* Ulrich aus der Keokuk-Gruppe vom Kings Mountain in Kentucky (p. 608. Taf. LXII Fig. 6), dessen Breite jedoch 1—1,5 mm beträgt und dessen Zoöcialöffnungen größere Distanz zeigen.

Thamniscus tenuiramus Rogers.

Taf. XI Fig. 16.

Es fanden sich 3 kleine Bruchstücke ohne Querspossen (die auch Rogers nicht beobachtete); der Gabelungswinkel beträgt ungefähr 45°. Der Astquerschnitt hat einen Durchmesser von 0,5—0,55 mm. Die Vorderseite ist stark konvex, die glatte, mit vereinzelten Knötchen versehene Rückseite ist sehr flach. Vorne treten 6 Reihen von Zoöcialöffnungen auf (Rogers gibt im Gegensatz zu seiner Abbildung 5 an); die diagonale Anordnung ist fast genau wie bei der vorigen Art, jedoch etwas weniger deutlich, auch beträgt der Kniewinkel der Querreihen 100° statt 140°. Die rundlichen Öffnungen besitzen ein kräftiges Peristom, sie sind in der Längsrichtung etwa um den doppelten Durchmesser entfernt, auf 5 mm Vertikale entfallen ihrer 17. Vereinzelte Mesoporen treten auf.

Rogers (p. 9. Taf. II Fig. 5): Obere Coal Measures von Kansas City in Missouri und von Lawrence in Kansas.

Diese Art ist von *Th. divaricans* Ulrich und *Th. serialis* Waagen und Pichl unschwer zu unterscheiden; bei obiger

Art sind die Öffnungen in der Vertikalen dichter gedrängt, die Astdicke ist viel geringer, die Querreihen sind weniger ausgeprägt, die Konvexität ist vorn stark, hinten gering u. a. Freilich fand sich ein Exemplar, das ungefähr eine Mittelstellung einnahm: die Vorderseite ist ziemlich flach, zeigt hier und da feine vertikale Streifen und deutlichere Querreihen, die Astdicke beträgt 0,65 mm, der Gabelungswinkel ist größer als 45°.

Ein weiteres Exemplar zeigte etwa 50° Gabelungswinkel, sehr flache, stellenweise stark gewundene Äste von 0,5 mm Breite und 0,2 mm Tiefe, 5 Vertikalreihen von Zoöcialöffnungen, wenig deutliche Diagonalreihen und feine Körnelung.

Thamniscus sp. II.

Taf. XI Fig. 17.

Zwei kleine Bruchstücke liegen vor, deren jedes eine einmalige ziemlich spitze Gabelung aufweist. Der Astquerschnitt ist oval, seine Durchmesser betragen 0,6 resp. 0,75 mm. Die in 5 alternierenden Reihen auftretenden Öffnungen zeigen gleichzeitig eine flach **V**-förmige Queranordnung. Die Öffnungen, etwa 0,1 mm im Durchmesser, sind mit ziemlich deutlichem Peristom versehen und um das Zweifache bis Zweieinhalbfache ihres Durchmessers vertikal getrennt, um das Anderthalbfache in der Diagonale; 13½ Öffnungen entfallen auf 5 mm in der Längsrichtung, 19 in der Diagonale.

Thamniscus ?sevillensis Ulrich.

Taf. XI Fig. 18.

Es fand sich nur ein Ast, dessen eines verdicktes Ende eine Gabelung vermuten läßt. Der Ast ist noch etwas flacher als bei der vorigen Art, Breite = 0,55 mm, Tiefe = 0,37 mm; die Öffnungen sind etwas größer, Durchmesser = 0,12 mm ca.; das Peristom ist kräftiger. Zwischen den Öffnungen befinden sich feine, z. T. in Vertikalreihen angeordnete Körnelungen. Es entfallen auf 3 mm 8 Öffnungen in der Vertikale, 11 in der Diagonale, doch sind diese Ziffern infolge der unregelmäßigen Verteilung der Öffnungen recht ungenau; es wurden 4—5 Vertikalreihen gezählt. Diese Art steht zu der vorigen etwa in derselben Beziehung wie *Th. sevillensis* Ulrich zu *Th. ramulosus* Ulrich; doch ist es fraglich, ob die vorige

Art mit *Th. ramulosus* identifiziert werden darf, da Ulrich für die Astbreite 0,3—0,5 mm angibt.

Th. sevillensis tritt nach Ulrich (p. 610. Taf. LX Fig. 6 und Taf. LXII Fig. 5) in den unteren Coal Measures bei Seville in Illinois auf.

Thamniscus poritidus Stuckenberg.

Taf. XI Fig. 19.

Ein einmal gegabelter Stamm von 2,4 mm Länge liegt vor. Die Breite der etwas flachen Äste beträgt 0,65—1,0 mm, die Tiefe etwa $\frac{2}{3}$ soviel. An der Gabelungsstelle ist Verjüngung vorhanden. Die in 6 alternierenden Reihen verteilten Zoöcialöffnungen haben rhombenförmigen bis ovalen Umriß und etwa 0,1 mm Durchmesser. Die Diagonalreihen sind gut ausgeprägt und bilden um die Vertikale einen Winkel von 70—80°. Es kommen 8 Öffnungen auf 3 mm Vertikale, 4 auf 1 mm Diagonale. Die Rückseite ist anscheinend lädiert; nach Stuckenberg zeigt sie Längsstreifung.

Stuckenberg (p. 169. Taf. XXIII Fig. 14) beschreibt diese Art aus dem oberen Kohlenkalk vom Flusse Kolwa im Gouv. Perm.

Thamniscus sp. III.

Taf. XI Fig. 20.

Es fanden sich 3 kleine Fragmente, deren eines unter einem Winkel von ca. 70° gegabelt ist. Der Durchmesser der rundlichen Äste beträgt 0,6 mm. Die Öffnungen sind in 6 Vertikalreihen verteilt und von langelliptischer Form mit 0,25 mm resp. 0,18 mm Durchmesser. Vertikal kommen 2 Öffnungen auf 1 mm, diagonal 3—4, jedoch sind die Diagonalreihen wenig ausgeprägt und gestatten daher keine genauere Zählung. Die schmalen Oberflächenstreifen der Außenwandungen, die infolge der relativ großen Öffnungen eine Art Gitter darstellen, sind mit feiner Körnelung versehen, an den Kreuzungsstellen mit einer etwas größeren Acanthopore. Die Rückseite ist durch körnelige Längsrippen ausgezeichnet. Ein Längsschnitt ließ Diaphragmen erkennen.

Die Oberflächenstruktur hat viel Ähnlichkeit mit derjenigen von Rhombopora, auch greifen die 6 Vertikalreihen von Zellöffnungen auffallend weit um den Stamm herum.

Acanthocladiidae.

Pinnatopora flexicarinata Young und Young.

Taf. XI Fig. 21 a und 21 b.

Es sind mehrere Stämme von rundlichem Querschnitt mit 0,2—0,35 mm Durchmesser vorhanden. Die seitlichen Dornfortsätze („Pinnae") oder Ästchen sind bis 0,5 mm lang, 0,2 mm breit und zweigen unter 65—70° ca. vom Stamm ab; es kommen $6\frac{1}{2}$ auf 5 mm Länge. Sie sind weder typisch gegenständig, noch typisch wechselständig, sondern nehmen eine mittlere relative Stellung ein. Von den Zoöcialöffnungen fällt stets eine auf den Ansatz einer Pinna, eine zwischen 2 solche. Die Form der Öffnungen ist rundlich ins Eiförmige (Spitze nach unten), das Peristom ziemlich kräftig, der Durchmesser beträgt bis 0,13 mm; sie liegen vertikal um das Doppelte ihres Durchmessers entfernt, so daß $12\frac{1}{2}$—14 auf 5 mm entfallen. Feine Längsrippen winden sich längs den Peristomen hin, besonders kräftig nahe der Mittellinie, wo die Carina bald deutlich vorhanden, bald durch ebensolche Rippen ersetzt ist; in Abständen von 0,8 mm gewahrt man längs der Mittellinie schwache Erhöhungen. Die Rückseite zeigt feinkörnelige Längsreihen.

Unsere Exemplare weichen von *P. bellula* Ulrich (p. 619. Taf. LXVI Fig. 8) von der Basis der Coal Measures ungefähr so ab, wie Ulrich dies für *P. flexicarinata* Young und Young angibt: 6 Pinnae auf 5 mm statt 5, stärkere Carina, 14 Öffnungen statt 12 auf 5 mm. Die Art ist, wie Ulrich angibt, von Young und Young aus dem schottischen Carbon beschrieben.

Pinnatopora sp. I.

Taf. XI Fig. 22.

Es fanden sich einige sehr geradlinige runde Stämme von 0,25 mm Durchmesser; der Durchmesser der Dornfortsätze beträgt 0,15 mm. Die Carina ist kräftig und durch feine Körnelung ausgezeichnet. Die Zoöcialöffnungen sind oval und in der Vertikale um ihren $1\frac{1}{2}$fachen bis 2fachen Durchmesser getrennt, es entfallen 3 auf 1 mm. Die Dornfortsätze, von denen 3—4 auf 2 mm kommen, zweigen unter 70—80° vom Stamme ab. Die Rückseite weist körnelige Längsrippen (wie bei der vorigen Art) auf.

Pinnatopora sp. II.

Taf. XI Fig. 23.

Es sind mehrere Stämme von 0,4 mm Durchmesser (im Maximum) vorhanden; der Durchmesser der Seitenästchen beträgt 0,2—0,4 mm, letztere sind mehr oder weniger gegenständig und oft auch ihrerseits wieder mit Dornen oder Ästchen versehen, sie zweigen unter 70—80° vom Stamme ab und sind etwas nach hinten gekrümmt; es kommen 3 auf 2 mm Länge. Die Zoöcialöffnungen, in 2 Reihen geordnet, sind vertikal um das Doppelte bis Dreifache ihres Durchmessers voneinander entfernt, es liegt je eine an einem Dornansatz, eine zwischen 2 solchen; sie sind rundlich und von ziemlich deutlichem Peristom umgeben. Die Mittelrippe (Carina) ist gut ausgeprägt und trägt auf 1 mm 2 Höcker, die zuweilen mit einer feinen Pore versehen sind und entweder bloße Anschwellungen der Carina oder kleine Dornen darstellen. Das Ganze erscheint etwa wie ein von der Rinde befreiter knorriger Baumstamm. Die Rückseite ist durch undeutliche, zuweilen feinkörnelige Längsrippen ausgezeichnet.

Pinnatopora sp. III.

Taf. XI Fig. 24.

Mehrere bis 6 mm lange, etwas flache Stämme; ihr größter Durchmesser beträgt 0,6 mm, derjenige der Dornfortsätze ist etwa $\frac{1}{2}$ so groß. Letztere zweigen unter ca. 80° ab, sind gegenständig und treten zu vieren auf 3 mm Länge auf. Die wenig markante Mittelrippe trägt jedem Ast gegenüber einen feinen Höcker mit winziger Pore. Von den Öffnungen der Zoöcien liegt je eine genau an einem Dornansatz und eine zwischen 2 solchen; sie sind durchschnittlich fast doppelt so lang als breit und um ihren Längsdurchmesser vertikal voneinander entfernt; die Zwischenräume zeigen hier und da eine zierliche Längsriefung. Auch die Rückseite läßt oft eine sehr feine Vertikalstreifung erkennen.

Pinnatopora sp. IV.

Taf. XI Fig. 25.

Mehrere bis 5 mm lange Fragmente. Der Durchmesser der etwas flachen Stämme beträgt 0,45 mm resp. 0,3—0,4 mm.

Die Dornfortsätze zweigen unter 70—80° ab, sind 2 mm lang, bis 0,35 mm dick und treten gegenständig auf. Auf 10 mm kommen ebensoviele Dornfortsätze. Die recht markante Mittelrippe ist von mehreren feineren Rippen seitlich begleitet oder erscheint in einige dieser Art aufgelöst. Solche Rippen sind auch zwischen den vertikal aufeinanderfolgenden Zellöffnungen vorhanden; diese sind rundlich und um den 1½—2fachen Durchmesser vertikal getrennt; es kommen 15 auf 5 mm, so daß von einem Dornansatz bis zum nächsten 3 Öffnungen liegen (anstatt der 2 der vorigen Arten). Das Peristom ist ziemlich deutlich. Die Reversseite ist mit scharfer Längsriefung versehen.

Pinnatopora sp. V.

Taf. XI Fig. 26.

Es liegen mehrere bis 5 mm lange Stämme von rundlichem Querschnitt mit etwa 0,5 mm Durchmesser vor. Die Dornfortsätze, unter 80—90° abzweigend und bis 1 mm lang, sind wechselständig; es entfallen ihrer 10 auf ebensoviel Millimeter Längsstrecke; ihr Durchmesser beträgt etwa ⅔ vom Stammdurchmesser. An den Dornansätzen treten schwimmhautartige Verbreiterungen des Stammes auf, woraus sich ein scheinbar schlangenartig gewundener Verlauf desselben ergibt; dementsprechend verläuft die Medialrippe in leichten Windungen, wobei sie in jeden Dornfortsatz eine Nebenrippe entsendet; sie ist schwach ausgeprägt und trägt vereinzelte und wenig markante Knötchen. Von den kreisrunden Öffnungen kommen 15 auf 5 mm Vertikale, 3 auf das Intervall von einer Pinna bis zur nächsten; sie sind um den 1½fachen bis 2fachen Durchmesser distant. Das Peristom ist nicht sehr deutlich. Die Rückseite besitzt typische Vertikalrillen.

Pinnatopora sp. VI.

Taf. XI Fig. 27.

Wenige bis 3 mm lange Fragmente. Der Durchmesser des kreisförmigen Stammquerschnittes beträgt 0,3 mm, derjenige des Dornquerschnittes 0,2 mm. Die Pinnae sind wechselständig und 0,5 mm lang.

Von den rundlich-ovalen, mit scharfem Peristom versehenen Öffnungen, die um ihren $1\frac{1}{2}$fachen bis 2fachen Durchmesser getrennt sind, entfallen auf die Strecke von Ast zu Ast 3 und auf 5 mm 15 wie bei den 2 vorigen Arten. An Stelle der Medialleiste sind mehrere feine leicht hin und her gewundene Rippen vorhanden. Die Rückseite ist vertikal gerieft.

Septopora triangularis n. sp.

Taf. XI Fig. 28.

Es liegt das Fragment eines Stammes von ungefähr gleichseitig dreieckigem Querschnitt mit konkaven Seiten vor; die Vorderfläche des Stammes läuft nämlich nach der Mittellinie hin keilförmig mit leicht konkaven Flächen in eine scharfe Schneide aus, so daß die Zoöcien seitlich auszutreten scheinen. Es kommen etwa 7 Öffnungen auf 2 mm Länge, jedoch scheinen die Distanzen sehr zu schwanken; soweit es die etwas verwischte Oberfläche erkennen läßt, sind die Öffnungen bald um ihren doppelten Durchmesser entfernt, bald stoßen sie unmittelbar zusammen. Ihre Form ist rundlich, das Peristom nicht sehr deutlich. Die Dornfortsätze sind anscheinend gegenständig und genau so beschaffen wie der Stamm, z. T. auch ihrerseits mit Seitenästen oder Dornfortsätzen versehen; ihre Breite erreicht $\frac{2}{3}$ derjenigen des Stammes. Die Rückseite erschien frei von Skulptur und etwas konkav, ähnlich den beiden Längshälften der Vorderseite.

Diplopora ?biserialis Ulrich.

Taf. XI Fig. 29.

Ein Exemplar. Ein Stamm, 0,3 mm breit und etwas weniger tief, ist in unregelmäßigen, z. T. sehr großen Intervallen mit Seitenästen versehen, die — nicht gegenständig — unter etwa 80° abzweigen, fast ebenso breit wie der Hauptstamm und im übrigen ebenso beschaffen sind wie dieser. Die beiden seitlichen Ränder des Stammes bilden in der Projektion 2 Wellenlinien, da die Zoöcialöffnungen ein kräftiges Peristom aufweisen; diese sind in 2 alternierenden Reihen angeordnet, von rundlichem Umriß und in der Längsrichtung etwa um das Zweifache ihres Durchmessers voneinander ent-

fernt, so daß auf 5 mm 17 Öffnungen kommen. Die Carina ist im wesentlichen durch mehrere intermittierende Rippen ersetzt. Die Rückseite zeigt feine Längsstreifung.

Die Zahl der Öffnungen, 17 statt 20 auf 5 mm, ist die einzige Abweichung von *D. biserialis* Ulrich der unteren Coal Measures von Seville in Illinois.

Rhombocladia delicata Rogers.

Taf. XI Fig. 30a und 30b.

Eine große Anzahl von bis 6 mm langen, oft gekrümmten Stammbruchstücken; nur sehr wenige Stücke lassen eine Spur von einer Gabelung erkennen, die dementsprechend wohl in sehr großen Abständen erfolgt. Der Gabelungswinkel mag etwa 130° betragen. Die Stämme sind meist 0,7—0,9 mm breit, schwellen aber stellenweise — wohl besonders an den Stellen der Gabelung — bis auf 1,3 mm an; ebendort verflachen die Stämme, die im Durchschnitt etwa $\frac{1}{2}$ so tief als breit sind. Bald ist die Vorderseite, bald die Rückseite mehr konvex. Die Zoöcialöffnungen treten in 8 alternierenden Reihen an der Vorderseite auf; ihre Form ist elliptisch oder rhombenförmig oder hexagonartig; die schmalen zwischenliegenden Oberflächenstreifen erscheinen wie Stricke, die zu einem Netz mit rhombenartigen Maschen verknotet sind. Die Zahl der Öffnungen beträgt vertikal 9 auf 4 mm, in den Diagonalreihen (die sehr scharf markiert sind) 16 auf 4 mm. An der äußeren Berührungsstelle von 4 Zoöcien liegt eine Acanthopore wie ein Knoten in den Netzwinkeln, ihre Länge beträgt ca. 0,17 mm.

Die Rückseite zeigt im frischen Zustand eine Skulptur, ähnlich den Anwachsstreifen der Muscheln; die bogigen Wülste sind nach oben zu konvex und ziehen sich vom einen Seitenrand zum andern hin. Häufig ist die Rückseite (wie auch die Ränder) lädiert und läßt dann die hinteren Ansätze der Zoöcialtuben erkennen; letztere erscheinen an verletzten Seitenrändern oder im seitlichen Vertikalschnitt als lange unter 60° gegen die Längsrichtung nach vorn oben gerichtete und nach unten hin leicht konkav gekrümmte Röhren, die sich nach der Vorderseite hin etwas erweitern und gleichzeitig ihre Wandungen verstärken. Hemisepten und Diaphragmen fehlen.

Rogers hat diese Art als einer neuen Gattung zugehörig aus den oberen Coal Measures von Eudora und Lawrence in Kansas sowie von Kansas City in Missouri (aus dem sog. Jola-Sandstein) beschrieben und die Gattung vorläufig zu den Acanthocladiiden gestellt (p. 11 u. 12. Taf. I Fig. 1, 1a, 1b, 1c). Es sei hier auf die Ähnlichkeit vorliegender Art mit den Ästen von *Acanthocladia anceps* Schloth. hingewiesen, die von W. Waagen und J. Pichl (p. 812) im *Productus*-Kalk der Salt Range erkannt wurde.

Tafel-Erklärungen.

Tafel X.

(Vergrößerung 10fach linear.)

Fig. 1a. *Cystodictya americana* Ulrich, p. 138. Breitseite. Deutliche Längsrippen. Runde, vertikal und diagonal angeordnete Zoöcialöffnungen.

„ 1b. *Cystodictya nitida* Ulrich, p. 138. Breitseite. Deutliches Peristom mit Lunarium.

„ 2a und 2b. *Streblotrypa Nicklesi* Ulrich, p. 139. Längsrippen. Peristom mit Lunarium. Mesoporen.

„ 3. *Rhombopora Nicklesi* Ulrich, p. 141. Acanthoporen. Das Knie ist verstärkt und abweichend struiert.

„ 4a und 4b. *Rhombopora Schellwieni* n. sp., p. 142. Typische Zoöcialfelder; 4b mit einem von Öffnungen freien Vertikalstreifen.

„ 5. *Rhombopora* sp. I, p. 143.

„ 6. *Fenestella filistriata* Ulrich, p. 144. Vorderseite. Auf der Mittelrippe hier und da ein Knötchen.

„ 7. *Fenestella ? plebeja* M'Coy, p. 145. Vorderseite. Auf der Mittelrippe Knötchen.

„ 8. *Fenestella burlingtonensis* Ulrich, p. 146. Vorderseite. Auf der Mittelrippe in unregelmäßigen Abständen Knötchen.

„ 9. *Fenestella ? compressa* Ulrich, p. 146. Vorderseite. Markante Mittelrippe mit zahlreichen Knötchen.

„ 10. *Fenestella delicatula* Ulrich, p 147. Vorderseite. Sehr dünne Quersprossen. Knötchen unregelmäßig verteilt.

„ 11. *Fenestella ovatipora* Rogers, p. 148. Vorderseite. Hier und da ein Knötchen.

„ 12. *Fenestella modesta* Ulrich, p. 148. Vorderseite.

Tafel XI.

(Vergrößerung 10fach linear.)

Fig. 13. *Fenestella mimica* Ulrich, p. 149. Vorderseite. Zoöcialränder stark hervortretend. Lemniscatenförmige Fensterchen.

„ 14. *Polypora* sp., p. 150. Vorderseite. Wenig regelmäßige Anordnung der Zoöcialöffnungen.

„ 15. *Thamniscus* sp. I, p. 150. Vorderseite. V-förmig angeordnete Öffnungen.

„ 16. *Thamniscus tenuiramus* Rogers, p. 151. Vorderseite. V-förmige Anordnung der Öffnungen.

„ 17. *Thamniscus* sp. II, p. 152. Vorderseite.

„ 18. *Thamniscus ? sevillensis* Ulrich, p. 152. Vorderseite. Unregelmäßig angeordnete Öffnungen mit starkem Peristom.

„ 19. *Thamniscus poritidus* Stuckenberg, p. 153. Vorderseite. Große Öffnungen in regelmäßiger diagonaler Anordnung.

„ 20. *Thamniscus* sp. III, p. 153. Vorderseite. Sehr große dicht gedrängte Öffnungen. Acanthoporen.

„ 21 a und 21 b. *Pinnatopora flexicarinata* Young und Young, p. 154. Vorderseite resp. Rückseite, letztere mit körneliger Längsstreifung.

„ 22. *Pinnatopora* sp. I, p. 154. Vorderseite. Starke gekörnelte Mittelrippe.

„ 23. *Pinnatopora* sp. II, p. 155. Vorderseite.

„ 24. *Pinnatopora* sp. III, p. 155. Vorderseite. Öffnungen parallel der Längsrichtung des Stammes bezw. des Astes gestreckt.

„ 25. *Pinnatopora* sp. IV, p. 155. Vorderseite. Äste gegenständig.

„ 26. *Pinnatopora* sp. V, p. 156. Vorderseite. Die gewundene Mittelrippe entsendet Nebenrippen in die wechselständigen Äste.

„ 27. *Pinnatopora* sp. VI, p. 156. Vorderseite. Scharfes Peristom. Leicht geschlängelte Längsrippen.

„ 28. *Septopora triangularis* n. sp., p. 157. Vorderseite. Keilförmige Carina.

„ 29. *Diplopora ? biserialis* Ulrich, p. 157. Vorderseite. Wenig verästelt. Starkes Peristom.

„ 30 a und 30 b. *Rhombocladia delicata* Rogers, p. 158. Vorderseite bezw. Rückseite; erstere mit feinen Knötchen in den Zwickeln, letztere (lädiert) stellenweise mit konvex aufwärts gekrümmten Wülsten.

Mineralogie.

Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie.

G. Friedel: Sur les bases expérimentales de l'hypothèse réticulaire. (Compt. rend. **140**. p. 730 u. 873. 1905; auch Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 95—150. 1905.)

Wenn auch zuzugeben ist, daß kristalline Massen häufiger als amorphe merklich homogen und amorphe selten sehr anisotrop sind, so ist doch nach Verf. das Charakteristische des kristallinen Zustandes weder in der Homogenität noch in der Anisotropie zu suchen, da einerseits beide einer amorphen, z. B. durch Spannung anisotrop gemachten (und in einer hinreichend kleinen Ausdehnung homogenen) Substanz zukommen können, anderseits die Homogenität, z. B. gebogenen Kristallen, mangeln soll. Es ist vielmehr klar, daß eine Theorie, welche, wie z. B. die Mallard'sche, lediglich von der Homogenität und Anisotropie kristalliner Medien ausgeht, eine wesentliche Eigentümlichkeit derselben nicht berücksichtigt, nämlich eine Periodizität ihrer Struktur. Während Anisotropie und Homogenität auch mit einer Verteilung der Materie im Einklang sein würden, bei welcher diese nur im Mittel für jede Richtung gleich, und nur vom Mittel anderer Richtungen verschieden wären, bedingt die Periodizität der Struktur im Gegensatz zu den gewöhnlich allein [namentlich bei französischen Autoren. Ref.] als physikalisch bezeichneten Eigenschaften die Diskontinuität gewisser vektorieller Eigenschaften, nämlich die Existenz ebener Kristallflächen, sowie die Fähigkeit zu Spaltung und Gleitung nur nach gewissen, nicht auch nach letzteren benachbarten Ebenen. Aus dieser Diskontinuität, die demnach auch die Grundlage einer Strukturtheorie sein muß, ist indessen zunächst wesentlich nur zu folgern, daß in Kristallen unendlich-zählige Symmetrieachsen unmöglich sind, daß sie vielmehr nur die Symmetrie von Polyedern mit endlicher Flächenzahl haben können. Die Diskontinuität ist aber außerdem dem Rationalitätsgesetz unterworfen und erst mit Hilfe dieses weiteren Erfahrungssatzes gewinnt man die nötige Unterlage für eine Strukturtheorie. Nun ist klar, daß die Forderung rationaler Indizes mit der Annahme, Kristallflächen seien Netzflächen eines Raumgitters, gut verträglich ist; trotzdem wäre es ungerechtfertigt, auf Grund eines allgemeinen Räsonnements irgend ein solches Raumgitter als in einem Kristall vorhanden anzunehmen, und von dieser Vorstellung

anstatt von dem Satz der rationalen Indizes auszugehen, denn es ist nicht möglich, rein logisch, ohne weitere Voraussetzungen über die Wirkungsweise der kleinsten Teile, das Auftreten von ebenen Flächen, Spaltflächen etc. abzuleiten, es läßt sich vielmehr nach Verf. zeigen, daß die Raumgittertheorie schon zur Ableitung der Symmetrieklassen noch andere, im Rationalitätsgesetz nicht enthaltene Erfahrungen voraussetzt.

Verf. zeigt nun ausführlich, daß aus dem Rationalitätsgesetz nicht nur die bekannten 32 Symmetrieklassen mit Symmetrieachsen rationaler Richtung folgen, sondern daß außerdem noch solche mit dreizähligen Achsen denkbar sind, bei welchen diese Richtungen und ihre Normalebenen nicht rational sind. Es genügt hier, auf die dem Verf. anscheinend nicht bekannt gewordenen Darlegungen von B. Hecht (dies. Jahrb. 1895. II. -248-) zu verweisen. Zwei dieser Abteilungen haben die Symmetrieelemente der rhomboedrischen Tetartoedrie und der pentagonalen Hemiedrie, von denen sie sich aber dadurch unterscheiden, daß sie keine Meroedrien, sondern Holoedrien sind, in dem Sinne nämlich, daß sich ihre Symmetrie durch Hinzufügung irgendwelcher Flächen, die dem Rationalitätsgesetz gehorchen, nicht würde erhöhen lassen. Verf. nennt diese Abteilungen système ternaire irrationnel und système cubique irrationnel. Zwei weitere Abteilungen der Art wären als holoaxiale Hemiedrien der vorigen zu bezeichnen. An Kristallen, welche den beiden trigonalen Abteilungen zugehören sollten, dürften weder Basis noch Prismen auftreten, und um Flächen rhomboedrischer Lage rationale Indizes zu geben, müßte man bei Zugrundelegung der drei Kanten irgendeiner dreiseitigen Pyramide als Achsen auf diesen Einheiten wählen, deren Kubus oder Produkte in rationalem Verhältnis stehen. In den beiden regulären Abteilungen dieser Art wären Oktaederflächen unmöglich, ebenso Flächen von Ikositetraedern etc. In Wirklichkeit kennt man nun Kristalle dieser Art nicht, obwohl das Rationalitätsgesetz sie zuläßt; ausgeschlossen werden sie aber in der Tat durch die Raumgittertheorie, und in diesem Umstande sieht Verf. daher ein wichtiges Anzeichen dafür, daß Kristallen in der Tat Raumgitterstruktur zukommt; er macht zugleich darauf aufmerksam, daß es demnach nicht gleichgültig ist, ob man zur Ableitung der möglichen Symmetrieklassen vom Rationalitätsgesetz oder den Bravais'schen Gittern ausgeht.

[Punktsysteme mit Raumgitterstruktur, denen eine irrationale dreizählige Symmetrieachse zukommt, sind ebenfalls denkbar, wie Hecht (l. c.) gezeigt hat. Daß sie unter den Bravais'schen nicht als besondere Abteilungen erscheinen, liegt an der Definition der Symmetrieachsen durch Bravais als reiner Drehungsachsen. Die Raumgittertheorie schließt also das Vorkommen derartiger Strukturen von vornherein ebensowenig aus wie das Rationalitätsgesetz; unmöglich werden sie vielmehr erst durch die allerdings für Kristalle, nicht aber für bloße „Punktsysteme", selbstverständliche Annahme, daß eine Richtung erst dann zur Symmetrieachse wird, wenn die durch sie zur Deckung gebrachten Richtungen etc. auch physikalisch gleichartig, d. h. im Sinne der Raumgittertheorie in gleicher Weise mit Punkten besetzt sind. Ref.] O. Mügge.

Benito Hernando y Monge: Estudios sobre desarrollo de maclas. (Memorias de la Real Sociedad española de Historia natural. **3**. 1905. p. 189—270. Mit 36 Tafeln.)

Verf. gibt in seiner Arbeit eine Anleitung, wie die Netze von Zwillingskristallen zu konstruieren sind. Er setzt zunächst die allgemeinen Grundsätze auseinander, wobei er von den weniger verwickelten Verhältnissen der einfachen Kristalle in ihren verschiedenen mehr oder weniger flächenreichen Formen ausgeht, von denen aus er dann zu den Zwillingen in ihrer mannigfaltigen Ausbildungsweise (Juxtaposition, Penetration, Ergänzungszwillinge etc.), sowie zu den Viellingen fortschreitet. Den Hauptteil des Buches nimmt die Behandlung einer großen Anzahl spezieller Beispiele der verschiedensten Art aus allen Kristallsystemen ein. Diesem Abschnitt sind auch die sämtlichen gut und klar gezeichneten Tafeln gewidmet, die nicht nur Netze von Zwillingen, sondern je nach Bedarf auch solche von einfachen Kristallen und die für die Entwicklung der Netze nötigen Hilfskonstruktionen geben. Die Beispiele sind zweckmäßig aus zahlreichen Mineralspezies gewählt, um eine möglichst große Mannigfaltigkeit von Ausbildungsformen von Zwillingen zur Darstellung zu bringen. Es sind die folgenden: Flußspat (Würfelzwillinge), Spinell, Schwefelkies (Zwilling des „eisernen Kreuzes"), Diamant (Verwachsung von 2 und von 4 Tetraedern), Quarz (Kniezwilling nach der Deuteropyramide), Kalkspat (Rhomboeder- und Skalenoederzwilling nach der Basis), Kupferkies (Zwilling nach der Grundform), Zinnstein (mit Visier), Rutil, Aragonit (Zwillinge von Molina und Bilin), Bournonit (Rädelerz), Markasit (Kammkies), Weißbleierz (sternförmige Drillinge), Staurolith (rechtwinkelige und schiefwinkelige Durchkreuzung), Arsenkies (gewöhnlicher Zwilling nach dem Makrodoma), Augit (Zwilling nach dem Orthopinakoid), Gips (verschiedene Zwillinge), Orthoklas (Karlsbader Zwilling), Albit (verschiedene Zwillinge) und Cyanit. **Max Bauer.**

P. Gaubert: Sur la syncristallisation de deux substances différentes. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 180—184. 1905.)

Der Pleochroismus künstlich gefärbter Kristalle beruht, wenn er mit dem der färbenden kristallisierten Substanz „übereinstimmt", nach Verf. darauf, daß beide in den gefärbten Kristallen regelmäßig miteinander verwachsen sind; stimmt der Pleochroismus in beiden dagegen nicht überein, so soll dieselbe färbende Substanz im Kristall „gelöst" sein, und dann mit der Gitterstruktur desselben „zusammenhängen". So z. B. beim salpetersauren Harnstoff; sein Gitter soll für Methylenblau durchdringbar sein; indessen nur während des Wachstums, also nicht so wie Zeolithe für gewisse Gase und Flüssigkeiten, sondern so wie (anscheinend) Heulandit für gewisse Farbstoffe. In beiden Fällen künstlicher Färbung soll diese den Habitus derart beeinflussen, daß die Fläche sich am stärksten entwickelt, welche den meisten Farbstoff absorbiert. [Woran diese zu erkennen, ist nicht angegeben. Ref.] Als Belege für diese Anschauungen werden folgende Beobachtungen angeführt:

Kristalle von Kupfervitriol werden, wenn sie in einer gesättigten Lösung von Methylenblau wachsen, stark pleochroitisch, und zwar ebenso wie der Farbstoff selbst, nämlich für Schwingungen $\perp \dot{c}$ violettrot, $// \dot{c}$ blau; daraus wird geschlossen, daß beiderlei Kristalle mit parallelen Achsen $\dot{c}$ verwachsen sind. Dabei sind die Kristalle von Kupfervitriol stets verlängert $// \dot{c}$ [die angegebene Orientierung des Pleochroismus im Kupfervitriol scheint, da seine Achse $\dot{c}$ keine optische Symmetrieachse ist, bemerkenswert. Ref.]. Die durch Sénarmont's Färbe-Versuche bekannten Kristalle des wasserhaltigen Strontiumnitrats erhalten ebenfalls durch Methylenblau den Pleochroismus des Farbstoffs und zwar in einer Orientierung, aus welcher geschlossen wird, daß die Achse $\dot{c}$ des Farbstoffs mit $\dot{a}$ des Nitrats zusammenfällt, daher dann die gefärbten Kristalle zugleich wieder unter vorherrschender Entwicklung von Flächen ⟨021⟩ in der Richtung a wachsen, so lange ihre Mutterlauge noch mit Methylenblau gesättigt ist. Bei gefärbtem Thalliumsulfat ist nach dem Pleochroismus zu urteilen wieder $\dot{c} // \dot{c}$ des Farbstoffes, ebenso bei Morphin. — In allen diesen Fällen ist die Menge des eingelagerten Farbstoffes sehr gering (am größten noch bei dem früher untersuchten Bleinitrat), indessen wird Verf. demnächst über Mischungen mit kristallisierten Farbstoffen berichten, in welchen letztere über den gefärbten überwiegen. **O. Mügge.**

W. Meyerhoffer: Über Schmelzintervalle. (Zeitschr. f. Krist. **39**. p. 374—378. 1904. 1 Fig.)

Die Schmelzung eines homogenen kristallisierten Körpers kann unter Umständen über ein Temperaturintervall sich erstrecken, und zwar, wenn der schmelzende Körper aus zwei (oder mehreren) Komponenten besteht, die individuell für sich existenzfähig sind. Demnach kann man bei Doppelsalzen und Hydraten nach einem Schmelzintervall suchen, mit Sicherheit beobachtet wurde es freilich nur bei Hydraten, doch wäre auch u. a. bei manchen Silikatmineralien die Existenz eines solchen mit Beobachtungen gut vereinbar. Neben dem stabilen Schmelzintervall — in dessen Beginn sich eine inkongruente Schmelze ausscheidet — kann bisweilen auch ein labiles treten, letzteres prägt sich jedoch bei der Abkühlung niemals aus.

E. Sommerfeldt.

C. Doelter: Die Silikatschmelzen. I. und II. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. Math.-naturw. Kl. **113**. Abt. 1. p. 177—249. 7 Fig. p. 495—511. 4 Fig. 1904.)

An Gemengen von verschiedenen Silikaten wurden Schmelzpunktbestimmungen und Impfversuche ausgeführt (vergl. auch dies. Jahrb. 1903. II. -60-), wobei sich zeigte, daß in einigen Fällen durch Impfung eine Umkehrung der Ausscheidungsfolge bewirkt werden kann. Der Schmelzpunkt eines Gemenges liegt meistens in der Nähe der niedriger schmelzenden Komponente, wozu die lösende Wirkung, die dieser leicht schmelzende Bestandteil auf den anderen ausübt, beiträgt. Bei der Abkühlung

scheiden sich zuerst die einfachen Oxyde und Aluminate, dann die einfachen Silikate und schließlich die komplizierteren aus.

Die Angriffe, welche von Vogt (vergl. dies. Jahrb. 1903. II. -59-) gegen Rosenbusch's Satz über die Erstarrungsfolge der Mineralien erhoben wurden, erscheinen dem Verf. nicht stichhaltig, auch über den eutektischen Punkt und die Anwendung der van't Hoff'schen Formel äußert derselbe Ansichten, die denen Vogt's (l. c.) widersprechen.

In der zweiten Mitteilung ist die Beschreibung eines Kristallisationsmikroskopes für hohe Temperaturen von Interesse; dasselbe ist mit einem kleinen eutektischen Widerstandsöfchen ausgestattet, welches von Heraeus nach dem Prinzip seiner Röhrenöfen gebaut wurde und Temperaturen bis 1400° zu erreichen gestattet. Es ließ sich feststellen, daß Substanzen, welche großes Kristallisationsvermögen und große Kristallisationsgeschwindigkeit besitzen, zuerst auskristallisieren (hierher gehören Magnetit, Korund, Eisenglanz, Spinell, Olivin) und daß der mehr oder weniger hohe Schmelzpunkt der reinen Verbindung für die Ausscheidungsfolge wenig in Betracht kommt, da die meisten Verbindungen sich erst bei 1150°, und zwar in dem nicht sehr großen Intervall bis zu 900° ausscheiden.

Wo in einer Schmelzlösung MgO und SiO_2 vorhanden sind, bildet sich entweder Mg_2SiO_4 oder ein Mg-Pyroxen; Al_2O_3 und MgO liefern bei hoher Temperatur leicht Spinell, derselbe wird aber vom Verf. als ein metastabiles Produkt betrachtet, da er sich meist nur bei rascher Abkühlung bildet. Auch Mischungen dreier Mineralien wurden umgeschmolzen, und zwar ließen Gemenge von Labradorit, Magnetit, Augit oder Labradorit, Augit, Olivin keine sehr großen Schmelzpunktserniedrigungen erkennen, wohl aber die Mischungen Albit, Magnetit, Augit.

Auch den innerhalb der Schmelze erfolgenden Dissoziationsvorgängen schreibt Verf. einen wichtigen Einfluß auf die Ausscheidungsfolge zu.

E. Sommerfeldt.

C. Doelter: Die Silikatschmelzen. Dritte Mitteilung. (Sitzungsber. der kaiserl. Akad. der Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Kl. 114. Abt. I. 1905. p. 529—588.)

In dieser Mitteilung werden behandelt: Schmelzpunkt und Viskosität, Kristallisationsvermögen der gesteinsbildenden Mineralien, die Ausscheidungsfolge und die eutektischen Mischungen, sowie die Kristallisationsgeschwindigkeit isomorpher Silikate.

Die von verschiedenen Forschern vorgenommenen Schmelzpunktsbestimmungen von Silikaten haben besonders für Leucit, Anorthit, Olivin, Orthoklas und Albit recht bedeutende Abweichungen ergeben, namentlich gilt dies für Bestimmungen des Verf.'s und solche von Brun. Der Schmelzpunkt ist der Schnittpunkt der Tensionskurven der festen und der flüssigen Phase, der Punkt, bei dem beide Phasen gleichzeitig vorhanden sein können. Die Schwierigkeit der Schmelzpunktsbestimmung besteht nun darin, daß es bei vielen Silikaten ein Intervall gibt, bei dem beide Phasen gleichzeitig

vorhanden sind. Es beträgt bei den genannten Alumosilikaten 30° bis 90°, während es bei Augit und Hornblende sehr klein ist. Daher empfiehlt es sich, nicht den Verflüssigungspunkt dem Schmelzpunkt gleich zu setzen, sondern den Umwandlungspunkt der kristallisierten Phase in die amorphe.

Da sich manche Silikate in die amorphe Phase umwandeln, ohne stärker flüssig zu werden, und dies die Schmelzpunktsbestimmung beeinflußt, ist es von Wichtigkeit, die Viskosität der wichtigeren Silikate genauer zu kennen. Verf. hat nun die Viskositätskurven für Orthoklas, Albit, Labradorit, Eläolith, Anorthit, Leucit, Diopsid, Hedenbergit, Augit und Akmit festgestellt mit dem Ergebnis, daß sie für die vier zuletzt genannten Mineralien einen Knickpunkt hat in der Nähe des Umwandlungspunktes der festen Phase [soll wohl amorphen heißen, Ref.] in die kristallisierte, und zwar wenig über diesem; daher stimmen verschiedene Schmelzpunktsbestimmungen auch ziemlich gut überein. Für die andern existiert kein Punkt, in dem sich die Viskosität plötzlich ändert, sondern ein mehr geradliniges Kurvenstück.

Das Kristallisationsvermögen, bestimmt durch die Zahl der spontan entstehenden Kristallisationszentren in der Gewichtseinheit der unterkühlten Flüssigkeit pro Zeiteinheit bei gegebener Temperatur ist sehr verschieden, entspricht aber nicht der Kristallisationsgeschwindigkeit. Es gibt Körper, die sehr viele Kristallisationszentren zeigen, wie Spinell und Olivin, deren Kristallisationsgeschwindigkeit aber nicht groß ist. Auf Grund der Untersuchungen wird folgende Reihenfolge für das Kristallisationsvermögen aufgestellt:

Übersicht über das Kristallisationsvermögen.

	Abkühlungszeit		
	1 Minute	5 Minuten	3 Stunden
Spinell (künstlich) .	fast ganz kristallin	ganz kristallin	ganz kristallin
Magnetit (Mulatto)	„	„	„
Olivin (Söndmöre) .	halb kristallin	„	„
Bronzit (Kraubath)	„	70—80 % krist.	„
Hedenbergit (Elba).	glasig	70 % kristallin	„
Augit (Monti Rossi)	„	65—70 % krist.	„
Augit (Arendal) . .	„	65 % kristallin	„
Anorthit	„	40—45 % krist.	„
Labradorit (Kiew) .	„	40—45 % krist.	„
Leucit (Vesuv) . .	„	30—35 % krist.	„
Nephelin (Miask) .	„	30—35 % krist.	„
Diopsid (Ala) . . .	„	glasig	krist. m. Glasspur.
Akmit (Eger) . . .	„	„	meistens zersetzt
Albit (Pfitsch). . .	„	„	glasig
Orthoklas (Arendal)	„	„	„
Quarz	„	„	„

Eine direkte Verbindung des Kristallisationsvermögens mit der chemischen Zusammensetzung läßt sich nicht geben.

In gemischten Schmelzen ändert sich das Kristallisationsvermögen und zwar hängt dies in erster Linie von der Viskosität der Schmelze ab; bei gesteigerter Viskosität wird das Kristallisationsvermögen und die Kristallisationsgeschwindigkeit verringert, bei verminderter Viskosität aber vergrößert und hierauf beruht z. T. der Einfluß der Kristallisatoren.

Für die Kristallisationsgeschwindigkeit gilt im ganzen dieselbe Reihenfolge, nur folgt Olivin erst nach Augit; auch die Ausscheidungsfolge stimmt mit dem Kristallisationsvermögen gut überein, da aber, wo es sich um Mischungen von Komponenten handelt, die nahezu gleiches Kristallisationsvermögen haben, wird die eutektische Regel die Ausscheidungsfolge bestimmen, wobei aber die Unterkühlung eine wesentliche Rolle spielt; isomorphe Körper besitzen durchaus nicht immer gleiches Kristallisationsvermögen. Die Kristallisationsgeschwindigkeit isomorpher Mischungen scheint nach den bis jetzt vorliegenden Versuchen keine additive, sondern eine konstitutive Eigenschaft zu sein.

Zur Bildung von Zonenkristallen müssen die einzelnen Verbindungen, welche sich mischen: 1. verschiedenen Schmelzpunkt, 2. verschiedene Kristallisationsgeschwindigkeit und 3. kleine Diffusionsgeschwindigkeit besitzen. Bei Kristallen aus künstlichen Schmelzen tritt Zonenstruktur nur selten auf.

Eutektische Mischungen sind bei Mineralschmelzen viel seltener als man nach der Theorie erwarten sollte. Der Grund liegt einesteils in dem verschiedenen Kristallisationsvermögen und der Kristallisationsgeschwindigkeit, daneben dürfte die Unterkühlung von Einfluß sein. Des Verf.'s Anschauungen weichen vielfach von denen J. H. L. Vogt's ab und er sucht seinen Standpunkt zu begründen. Um zu sehen, wie berechnete eutektische Mischungen oder wirkliche, als solche beobachtete, bei der Erstarrung sich verhalten, wurden sie unter dem Mikroskop untersucht, insbesondere um gleichzeitige Abscheidung und Eutektstruktur zu konstatieren. Im folgenden ist die gewählte Mischung und das jedesmalige Ergebnis zusammengestellt:

1. Mischung von 66 Magnetit, 12 Olivin, 22 Albit. Ausscheidungsfolge: Magnetit, Magnetit-Olivin (Eisenglanz), Olivin, Albit.

2. Eutektische Mischung von Augit-Olivin. Eine eutektische Struktur konnte in der erstarrten Schmelze nicht beobachtet werden. Reihenfolge: Magnetit, Olivin, viel Augit mit wenig Olivin, Augit.

3. Mischung von 75 Fayalit und 25 Magnetit. Eutektstruktur fehlt. Reihenfolge: Magnetit, Magnetit mit etwas Fayalit, Fayalit, Fayalit mit Magnetit, Fayalit.

4. Eutektische Mischung von Olivin und Magnetit, 80 : 20. Eutektstruktur bildet sich nicht, aber eine Annäherung an eutektische Mischung ist vorhanden. Reihenfolge: Magnetit, Magnetit mit wenig Olivin, Olivin mit wenig Magnetit, Olivin, Magnetit.

5. Mischung von 2 Anorthit und 1 Olivin. Reihenfolge der Abscheidungen war: Olivin, Plagioklas mit Olivin, Plagioklas, Plagioklas mit Olivin.

R. Brauns.

J. H. L. Vogt: Die Theorie der Silikatschmelzlösungen. (Ber. d. V. internat. Kongr. f. angew. Chemie zu Berlin. 1903. Sektion III A. 2. p. 70.)

Der Vortragende berichtet über seine Untersuchungen über Silikatschmelzlösungen, besonders über Ca-, Mg-, Mn- und Fe-Silikatschmelzen mit verhältnismäßig wenig Al_2 und Fe_2. Der Bericht selbst ist schon so knapp gehalten wie ein Referat, es können hier nur einige Hauptergebnisse mitgeteilt werden.

Als ein Hauptresultat der Untersuchungen ergibt sich, daß in Silikatschmelzlösungen, welche als Lösungen ineinander von zwei Mineralkomponenten aufzufassen sind, die Individualisationsgrenze und die Schmelzpunktminima, das sind die eutektischen Punkte, im allgemeinen miteinander identisch sind. Beispiel: In Ca-Mg-Al_2-Orthosilikatschmelzmassen (mit so viel Al_2O_3, wie es der Mischung von Melilith und Olivin entspricht) ist die Kristallisationsfolge:

In Schmelzflüssen mit mehr Ca als nach dem Verhältnis 0.55 Ca : 0.45 Mg, zuerst Melilith, später Melilith und Olivin gleichzeitig.

In Schmelzflüssen mit weniger Ca als nach demselben Verhältnis, zuerst Olivin, später Olivin und Melilith gleichzeitig.

In Schmelzflüssen von gerade dem angegebenen Verhältnis beide Mineralien gleichzeitig. Und die maximale Schmelzpunkterniedrigung derselben Ca-Mg-Al_2-Orthosilikatschmelzmassen liegt bei demselben Ca : Mg-Verhältnis.

Ferner ergeben die Untersuchungen, daß die Schmelzpunktserniedrigungen in Schmelzflüssen, die als Lösung dreier (oder mehr) Mineralien ineinander aufzufassen sind, in ähnlicher Weise wie es bei den Salzlösungen und Legierungen der Fall ist, besonders groß sind.

Das eutektische Gemenge für einige Mineralien liegt etwa bei folgendem Gewichtsverhältnis: 70 Gewichtsteile Augit : 30 Gewichtsteile Olivin; 74 Melilith : 26 Olivin; 55 Augit : 45 hexagonales Calciummetasilikat : 65 Melilith : 35 Anorthit.

Für zwei Mineralien mit ungefähr gleich hoher Schmelztemperatur liegt der eutektische Punkt ungefähr in der Mitte zwischen beiden Mineralien; für zwei Mineralien mit weit voneinander liegenden Schmelzpunkten liegt der eutektische Punkt am nächsten dem Mineral mit dem niedrigsten Schmelzpunkt. Hieraus erklärt sich u. a. in Gesteinen die frühzeitige Ausscheidung der schwer schmelzbaren Mineralien wie Korund, Spinell, Olivin usw., wenn diese in genügend reichlicher Menge vorhanden sind.

Für eine Reihe (6) Mineralkombinationen, in jedem Falle mit zwei ineinander gelösten Mineralien, hat Verf. einerseits die molekulare Schmelzpunktserniedrigung aus den tatsächlich beobachteten Schmelzpunktserniedrigungen berechnet und anderseits die molekulare Schmelzpunktserniedrigung aus VAN'T HOFF's Formel $\Delta T = 0{,}0198 \frac{T^2}{L}$, worin T die absolute Temperatur von -273^0 an gerechnet, L die latente Wärme

pro Gramm Substanz des Lösungsmittels A und ΔT die von dem Grammäquivalent, mit Berücksichtigung des Dissoziationsgrades, der gelösten Substanz B in 100 g Substanz A hervorgerufene Schmelzpunktserniedrigung ist), mit Berücksichtigung der vorher bestimmten Werte der latenten Schmelzwärme berechnet, und zwar unter der Voraussetzung, daß die elektrolytische Dissoziation der geschmolzenen Silikate so schwach ist, daß sie vernachlässigt werden kann. Die zwei voneinander unabhängigen Berechnungen geben für alle 6 Mineralkombinationen durchgängig ganz gute Übereinstimmungen, wenn von den kleinst möglichen Molekularformeln der gelösten Mineralien ausgegangen wird, dagegen keine Übereinstimmung, wenn polymerisierte Moleküle angenommen werden. Hieraus folgt das wichtige Resultat:

Die Silikatschmelzlösungen sind gegenseitige Lösungen verschiedener chemischer Verbindungen, und zwar derjenigen Verbindungen, welche bei der Abkühlung kristallisieren.

Die Molekularformeln der bisher untersuchten gelösten Mineralien sind nicht polymer.

Die für die gewöhnlichen Salzlösungen und Legierungen geltenden chemisch-physikalischen Lösungsgesetze lassen sich auf die Silikatschmelzlösungen übertragen.

Die Untersuchungen finden auf mehrere Gebiete Anwendung sowohl auf die chemische Technologie, besonders die Metallurgie, wie auch auf die Petrographie. In bezug auf diese wird zunächst darauf hingewiesen, daß die Eruptivmagmen Silikatschmelzlösungen sind und die Deutung der Kristallisationsvorgänge der Eruptivmagmen muß auf der chemisch-physikalischen Lösungstheorie beruhen. Aus dieser Theorie folgt, daß Rosenbusch's bekannte Regel für die Kristallisationsfolge nach sogen. „abnehmender Basicität“ nicht berechtigt ist, aus den gleichen Gründen ist seine „Korntheorie“ unhaltbar; die Eruptivmagmen sind vielmehr gegenseitige Lösungen von denjenigen Mineralien, welche bei genügender Abkühlung auskristallisieren. Diejenigen Lösungsbestandteile, welche zuerst kristallisieren, sind auch der Diffusion unterworfen und können magmatische Spaltung erleiden, die Faktoren aber, welche die Diffusion bewirken, sind noch nicht genügend erkannt. Zur Erklärung der Kristallisationsvorgänge des Granits und Quarzporphyrs haben wir einen Ausgangspunkt in der Feststellung des eutektischen Gemenges zwischen Feldspat und Quarz. Der Schriftgranit ist eine eutektische Mischung von Feldspat und Quarz und enthält etwa 74,25 Gewichtsprozent Feldspat und 25,75 Gewichtsprozent Quarz. In einem Magma, welches nur aus einer gegenseitigen Lösung von Quarz und Orthoklas oder Oligoklas besteht, muß Quarz zuerst zu kristallisieren anfangen, wenn die Lösung mehr Quarz enthält als das obige Verhältnis (in Quarzporphyr), und Feldspat zuerst bei mehr Feldspat in der Lösung (Granit).

Bemerkungen über andere eutektische Mischungen bilden den Schluß.

R. Brauns.

A. Brun: Etude sur le point de fusion des minéraux. (Arch. des Sciences phys. et nat. 1904. 16 p.)

Da die früheren Schmelzpunktbestimmungen des Verf.'s (vergl. dies. Jahrb. 1903. I. -4-) von Vogt und Doelter angegriffen wurden (vergl. dies. Jahrb. 1903. I. -5—9- u. 1903. II. -60-), benutzt derselbe eine neue Versuchsmethode und bestimmt auf kalorimetrischem Wege die Schmelzpunkte und zugleich die Wärmekapazitäten der schon früher untersuchten Mineralien. Hierbei ergibt sich eine Bestätigung seiner eigenen früheren Zahlen, zugleich aber auch eine Aufklärung für die abweichenden Angaben Doelter's. Denn Verf. findet, daß man unterscheiden muß zwischen dem Schmelzpunkt des Kristalls, der Schmelz- und Erweichungstemperatur des Kolloids, dem Kristallisationspunkt des Kolloids und der Temperatur des Zusammensinterns der pulverisierten Substanz, daß anderseits Doelter's Zahlen innerhalb der Grenzen, welche diesen Verschiedenheiten entsprechen, sich befinden. Beim Anorthit z. B. liegt der niedrigste dieser Punkte bei 1083, der höchste bei 1250, während Doelter und Vogt die Temperaturen 1220, 1124, 1190 als Schmelzpunkte angeben, was ziemlich genau mit den jetzigen Zwischenpunkten des Verf.'s übereinstimmt. Außer Anorthit werden noch folgende Mineralien untersucht: Albit, Orthoklas, Leucit, Olivin, Wollastonit und „Pseudowollastonit" (hexagonale Modifikation dieses Metasilikats).

E. Sommerfeldt.

N. Slatowratsky und G. Tammann: Erweichen Kristalle in der Nähe ihres Schmelzpunktes? (Zeitschr. f. physik. Chemie. **53**. p. 341—349. 3 Fig. 1905.)

Verf. geben eine indirekte Methode an, um die bei der Bestimmung von Schmelzpunkten entscheidende Frage, ob ein Erweichen oder momentanes Verflüssigen stattfindet (vergl. auch das vorige Referat), zu beantworten. Die Methode besteht darin, die Plastizität der Stoffe in ihrer Abhängigkeit von der Temperatur zu untersuchen. Experimentell haben Verff. das Problem nur teilweise bearbeitet und fanden die bei Metallen schon früher ermittelte Regel bestätigt, daß durch Temperaturzunahme von 10 % eine ungefähre Verdoppelung der Plastizität eintritt.

E. Sommerfeldt.

J. H. L. Vogt: Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. II. Über die Schmelzpunkterniedrigung der Silikatschmelzlösungen. 235 p. 4 Taf. 26 Fig. Christiania 1904. (Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 49—50; vergl. das folgende Referat.)

Um die Vorgänge der Mineralbildung beim Erstarren aus dem Schmelzflusse an einigen Beispielen genau zu verfolgen, bestimmte Verf. die Abkühlungskurve von geschmolzenen Mineralgemischen, wobei sich durchweg

die Regel bestätigte, daß vom eutektischen Punkte ab die Kristallisation bei konstanter Temperatur stattfindet und daß die latente Schmelzwärme der Silikatmineralien sehr bedeutend ist. Dieselbe wird auch im Anschlusse an die kalorimetrischen Bestimmungen Åkermann's behandelt und läßt die Regelmäßigkeit erkennen, daß sie für diejenigen Schmelzflüsse, welche einem einzelnen Mineral prozentisch gleichkommen, Maximalwerte erlangt, für die Individualisationsgrenzen derselben (vergl. Teil I) dagegen Minima. Sodann folgen Angaben über die spezifische Wärme der Silikate, und zwar sowohl für Temperaturen unterhalb als auch oberhalb des Schmelzpunktes. Bei der darauf folgenden Besprechung der Wärmetönungen beim Schmelzprozeß findet Verf. den von Richards für Metalle aufgestellten Satz, nach welchem die latente Schmelzwärme ein einfacher Bruchteil der absoluttotalen ist, auch bei Silikaten bestätigt. Besonders ausführlich werden die gegenseitigen Schmelzpunkterniedrigungen bei folgenden Silikaten durchgearbeitet: Olivin, Melilith, Anorthit, Augit (Diopsid), hexagonales Ca-Metasilikat (künstl.), Hypersthen. Es ist bemerkenswert, daß das Maximum der Schmelzpunkterniedrigung nicht durch ein Gemisch zweier Silikate, sondern von d r e i derselben erlangt wurde.

Indem Verf. sodann zu denjenigen Kristallisationsprozessen übergeht, welche mit der Bildung von Mischkristallen verbunden sind, gelingt es ihm zu ermitteln, unter welchen Erstarrungstypus Roozeboom's die Mischkristallbildung bei den wichtigsten Silikaten (besonders wieder den oben genannten) gehört. In dem Kapitel über die Zusammensetzung der eutektischen Gemische einiger Kombinationen zweier Mineralien ist die Behandlung des Schriftgranits als eutektische Mischung von Feldspat und Quarz von besonderem mineralogischen Interesse. Die Theorie der Eutektika kommt auch in der darauf folgenden Behandlung der Feldspatmischkristallreihe zur Geltung; mit Recht setzt Verf. bei einer unbeschränkten Mischungsreihe denjenigen Punkt, in welchem die Erstarrungskurve und die prozentuale Kurve des resultierenden Minerals sich berühren (gleich „eutektische Lösung" nach Jüptner, vergl. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. **23**. p. 187. 1904), in Analogie zu dem Eutektikum zweier nicht mischbarer Komponenten und konstatiert, daß bei den Feldspaten auch solche kryptoperthitische Verwachsungen des Albits und Kalifeldspats vorkommen, welche dem eutektischen Mengenverhältnis entsprechen, und zwar wird der Anorthoklas des Frederiksvärn-Laurvik-Gebietes hierher gerechnet. Auch die theoretischen Ermittlungen des Verf.'s über den vermutlichen Einfluß der elektrolytischen Dissoziation auf den Gleichgewichtszustand einer erstarrenden Silikatschmelze beanspruchen erhebliches Interesse, sowie die Anwendungen auf die Technik (Frittungen, Brikettierungen, Studium der Hochofenschlacken und der Glasbildung), auf welche Verf. zum Schluß hinweist. Über die Beziehungen von Vogt's Ergebnissen zu Rosenbusch's Erntheorie und zu Doelter's Arbeiten vergl. auch Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 50. **E. Sommerfeldt.**

J. H. L. Vogt: Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. I. Über die Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen. VI u. 161 p. 8°. 2 Taf. 24 Textfig. Christiania 1903. (Vergl. das vorhergehende Ref.)

Verf., welcher bekanntlich seit Jahren durch Untersuchung von Hochofenschlacken die Abhängigkeit der Erstarrungsprodukte von ihren Schmelzlösungen bestimmt (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 49), liefert eine auf physiochemischer Grundlage basierende Darstellung dieses Gesamtgebietes, wobei auch eine Reihe interessanter Schlüsse über die natürliche Mineralbildung gezogen werden. Es zeigt sich, daß die eutektischen Punkte in der Erstarrungskurve der gemischten Schmelzen gleichzeitig „Individualisationsgrenzen" der Komponenten sind, und zwar liegt das Eutektikum bei solchen Komponenten, deren Schmelzpunkte sich stark unterscheiden, der leichter flüssigen am nächsten, bei Komponenten, deren Schmelzpunkte übereinstimmen, hingegen nahezu in der Mitte. Dieses Verhalten zeigt folgende Tabelle:

Komponenten		Schmelzpunkte derselben	Gehalt des Eutektikums an der erst. Komp.
Diopsid	Ca-Metasilikat	1200 und 1220	55
Melilith	Anorthit	1050 „ 1200	65
Augit	Olivin	1200 „ 1400	70
Melilith	Olivin	1050 „ 1400	74
Orthoklas	Quarz	1155 „ 1750	74,25

Da über einen Teil des Werkes bereits Vogt selbst (l. c.) in Centralbl. f. Min. etc. berichtet hat, sei nur auf das letzte Kapitel näher eingegangen, welches mit der Kristallisationsfolge zweier oder noch mehrerer isomorpher Glieder derselben Mineralreihe sich beschäftigt. In demselben wird von den Typen Roozeboom's für die Erstarrungspunkte der Mischkristalle ausgegangen und es werden dieselben angewandt zur Erklärung der Gesteinsbildungsvorgänge, welche zu zonalem Schichtenbau, zur magmatischen Resorption von Mischkristallen und zu perthitischen Durchwachsungen führten. Das Buch schließt mit den Worten: „Die Zeit ist jetzt gekommen zum Verlassen der empirischen Regeln und zum Studium der Kristallisationsvorgänge in den Eruptivgesteinen auf Grundlage der physikalischen Chemie. Diese Wissenschaft wird unzweifelhaft im Laufe der nächstfolgenden Jahre oder Jahrzehnte neues Licht auf die Petrographie werfen."

E. Sommerfeldt.

E. Tordis und E. H. Kanter: Beiträge zur Kenntnis der Silikate. VI. Reaktion zwischen Quarz und Alkalilaugen. (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. **43**. p. 314—319. 1905.)

Verf. prüften die Einwirkung von Baryt-, Strontian- und Kalkwasser auf staubfein gemahlenen Quarz, wobei sich zeigte, daß Calcium besonders intensiv einwirkte und 3—20mal so viel Basis und Wasser an Quarz band, als die beiden anderen Erdalkalimetalle. Wegen der großen Langsamkeit und geringen Intensität der Einwirkung (es wurde z. B. von Baryt 0,0951 Mol. Basis und 0,6413 Mol. Wasser an Quarz gebunden) ließ sich ein vollkommener Gleichgewichtszustand trotz der langen Versuchsdauer (16 Tage) nicht erzielen. **E. Sommerfeldt.**

Einzelne Mineralien.

A. Lacroix: Sur un nouveau minéral, la giorgiosite. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 198—200. 1905.)

Fouqué gibt unter den in den Fumarolen der Santorin-Eruption von 1866 gebildeten Salzen auch Magnesiumcarbonat an. Es erscheint in der Salzkruste einer Spalte der Aphröessa-Lava, die wesentlich aus $NaCl$ mit wenig Na_2CO_3, Na_2SO_4 und $MgCl_2$ besteht, als feines Pulver und in weißen leichten Flocken. Letztere sind isotrop, erstere bestehen aus radialstrahlig geordneten, optisch-positiven Fasern mit einer Doppelbrechung von 0,008—0,009. Diese Massen verhalten sich demnach, wie Verf. feststellte, in physikalischer Hinsicht wie die in der französischen Pharmakopöe als magnésie blanche bezeichnete Substanz. Die amorphen Bestandteile derselben haben die Zusammensetzung des Hydromagnesits; die Zusammensetzung der sphärolithischen ist nach Fritzsche: $4MgCO_3 . Mg(OH)_2 . 4H_2O$, und entstehen, wenn der der obigen Zusammensetzung entsprechende Niederschlag längere Zeit mit seiner Mutterlauge gekocht wird. Eine Analyse des natürlichen Vorkommens war nicht möglich, Verf. nennt es Giorgiosit; er bildete sich als sekundäres Produkt der Fumarolen, als die Temperatur der Lava noch hoch war, die amorphen Massen des Hydromagnesits erst nach dem Erkalten. **O. Mügge.**

P. Gaubert: Sur les états cristallins du soufre. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 157—180. 1905.)

Modifikation α). Vom gewöhnlichen oktaedrischen Schwefel erhält man zuweilen Tafeln nach {001}, d. i. senkrecht zur spitzen Bisektrix, durch langsames Abkühlen aus kochendem Acetylentetrabromür; es entsteht erst β, dann γ, dann α.

β) Die aus der Schmelze auf einem Objektträger erhaltenen Kriställchen sind abgeplattet nach {110}, {100}, {210} oder endlich nach {001}; von diesen ist durch {001} die Doppelbrechung am schwächsten und eine optische Achse weicht hier von der normalen der Blättchen nur $16\frac{1}{2}^0$ in Luft ab; für {100} beträgt diese Abweichung 25°, daher der Winkel beider optischer Achsen ca. 58°; die Auslöschungsschiefe gegen $\dot{c}$ beträgt auf {010} ca. 44°. Gute, entweder nach $\dot{c}$ gestreckte oder nach {001} oder

{100} tafelige Kristalle entstehen, wenn man geschmolzenen Schwefel in einer warm gesättigten Lösung von Terpentin oder Acetylentetrabromür abkühlen läßt.

γ) Es wurde ermittelt, daß die Ebene der optischen Achsen {010} ist und auf {010} der monoklinen Holoedrie entsprechende Ätzfiguren entstehen. Aus Schmelzfluß bilden sich nach dem Erhitzen auf 120° auf dem Objektträger nicht nur radial geordnete Fasern sondern auch mancherlei andere Trachten, darunter auch Tafeln nach {001} (senkrecht zu a), ferner auch farblose Lamellen, welche sich direkt in die pleochroitischen, radialstrahligen Fasern fortsetzen. Sie erhielten sich zuweilen mehrere Tage, auch wenn die pleochroitischen schon nach einigen Stunden zerfallen waren, woraus geschlossen wird, daß der Pleochroismus auf der Beimengung einer fremden Substanz, und zwar wahrscheinlich einer anderen Schwefelmodifikation beruht. α, β und γ erhält man gleichzeitig, wenn man auf einem Objektträger einen Tropfen Terpentin ausbreitet und darüber eine gesättigte Lösung von Schwefel in Schwefelkohlenstoff schichtet; α erscheint in der Form {111}, γ in //a gestreckten Blättchen, die in der Nähe von α entweder aufgelöst werden oder sich in festem Zustande in α umlagern, ohne daß eine bestimmte Orientierung beider zu erkennen wäre; β in schwächer doppelbrechenden rechteckig oder sechseckig begrenzten Lamellen nach {100} und {001}; sie wandeln sich nicht direkt in α um, sondern gehen erst in Lösung. Hohe Temperatur scheint dabei die Entstehung von β zu begünstigen, bei 70° entsteht schon mehr γ, bei 16° wesentlich nur noch α.

δ) Der radialstrahlige monokline Schwefel ist erheblich schwächer doppelbrechend als γ, die c entsprechende Auslöschungsrichtung ist unter 45—17° zur Längsrichtung geneigt, letzteres auch in symmetrisch auslöschenden Zwillingen gemessen zur Zusammensetzungsfläche.

ε) Radialstrahliger, schwach doppelbrechender Schwefel. Diese Modifikation ist für das unbewaffnete Auge gut durchsichtig, erscheint im reflektierten Lichte aber bläulich, sie kristallisiert um so langsamer, je weiter man über 160° erhitzt hat. Parallel den Fasern (zwischen denen noch amorpher Schwefel vorhanden zu sein scheint) liegt c und die Ebene der optischen Achsen, also a senkrecht zur Oberfläche. Der Achsenwinkel ist klein, wechselnd, anscheinend infolge von Spannungen. Die Fasern sind, vielleicht infolge Beimengung einer anderen Modifikation, zuweilen bräunlich und dann auch etwas pleochroitisch. Diese Modifikation erhält sich zuweilen monatelang; bei Temperaturerhöhung verwandelt sie sich vor γ, aber erst nach ζ, in β um; sie bildet sich aus weichem Schwefel und gibt diesem eine bläuliche Farbe.

ζ) Trichitischer Schwefel. Von dieser Modifikation wurden auch deutliche Kriställchen beobachtet: spitzrhombische Blättchen, bei denen a parallel der halbierenden des Winkels von 41° liegt. Für Schwingungen parallel dieser Richtung sind sie dunkelbraun, senkrecht dazu hellbraun; eine optische Achse steht schief zum Blättchen. Diese Modifikation wandelt sich, auch im Kontakt mit ε, sehr schnell in α um, bei Temperaturerhöhung geht sie früher als alle anderen in β über.

η) Den trichitischen Schwefel von O. Lehmann hält Verf., obwohl bei ihm parallel der Längsrichtung ebenfalls a liegt, für eine von der vorigen verschiedene Modifikation, da er nur schwach doppelbrechend und nicht pleochroitisch ist.

Der weiche Schwefel zeichnet sich vor anderen amorphen Substanzen durch die starke Doppelbrechung in gespanntem Zustande aus. Lang ausgezogene Fäden geben leicht Weiß höherer Ordnung; stets liegt c parallel der Zugrichtung. Man erhält ihn leicht, wenn man Tropfen durch Auflegen eines Deckgläschens schnell abkühlt: nach ca. $\frac{1}{2}$ Stunde wandelt er sich z. T. in ε, z. T. in η um, indessen erhalten sich manche Teile mehr als 24 Stunden. **O. Mügge.**

William P. Blake: Jodobromit in Arizona. (Amer. Journ. of Sc. **19**. p. 230. 1905.)

Das seltene Mineral kommt in dünnen Lagen in einem Quarz-Kalkspatgange nahe Globe, Pinal Co., Arizona vor. Weich wie Talk; Glasglanz; licht zitronenfarbig bis schwefelgelb. Im geschlossenen Röhrchen mit Kaliumbisulfat erhitzt wird der Jodobromit schnell dunkel lachsfarben oder orangerot; schwere braunrote Bromdämpfe werden abgegeben, die sich an den kälteren Stellen kondensieren. Dann erscheinen violette Joddämpfe, und Jodkristalle lagern sich unterhalb des Broms ab. Die Schmelze ist glänzend rot, beim Erkalten wird sie allmählich gelb. Der Rückstand gibt mit Soda auf Kohle ein Silberkorn, während das geschmolzene in die Kohle ziehende Carbonat mit Silbernitrat die Chlorreaktion zeigt.

F. Rinne.

R. Köchlin: Analyse von Dognacskait. (Wiener mineral. Gesellsch. Min. u. petr. Mitt. **24**. 1905. p. 75—76.)

Die Analyse wurde schon vor Jahren im Laboratorium von Pohl durch Otto angefertigt. Er fand, abweichend von der älteren Analyse Maderspach's (II.), die Zahlen unter I.

	I.	II.
Bi	42,2	71,79
S	18,9	15,75
Cu	36,1	12,23
Fe_2O_3	1,4	—

was der Formel des Wittichenits, $3Cu_2S . B_2S_3$ entspricht, so daß der Dognacskait also wohl zum Wittichenit zu rechnen ist. Dagegen spricht allerdings die ausgesprochene vollkommene Spaltbarkeit des Dognacskaits, während beim Wittichenit keine angegeben wird. **Max Bauer.**

Federico Millosevich: Nuove forme e nuovo tipo cristallino dell' anatasio della Binnental. (Atti R. Accad. d. Lincei. (5.) 1905. Rendic. cl. sc. fis., mat. e nat. **14**. 22. Januar. p. 92—97. Mit 2 Textfig.)

Das Vorkommen unterscheidet sich erheblich von allen anderen bekannten Anatasvorkommen vom Binnental. Die Kristalle sitzen auf zersetztem glimmerreichem Gneis, begleitet von viel Quarz und Adular, sowie von reichlichem Chlorit. Der Anatas ist die jüngste Bildung. Alles ist, wie bei den Stücken von der Alpe Lercheltini, die wohl der genaue Fundort ist. Die Kristalle sind bis 4 mm lang und $2\frac{1}{2}$ mm breit; Farbe honiggelb bis bräunlichgelb, zuweilen an demselben Kristalle verschieden. Glanz diamantartig.

Beobachtete Formen (die mit * sind neu für Anatas):

c = 0P (001).

*R = $\frac{3}{10}$P∞ (3.0.10), *E = $\frac{2}{3}$P∞ (203), e = P∞ (101), q = 2P∞ (102), g = 7P∞ (701).

μ = $\frac{1}{14}$P (1.1.14), z = $\frac{1}{3}$P (113), K = $\frac{1}{2}$P (112), *H = $\frac{3}{2}$P (332), w = 2P (221).

*T = $\frac{11}{12}$P$\frac{11}{2}$ (11.2.12), τ = P3 (313), *L = 5P$\frac{25}{11}$ (25.11.5).

μ und q sind neu für das Binnental.

In der folgenden Tabelle ist das Achsenverhältnis von Miller: a : c = 1 : 1,7771 zugrunde gelegt.

	gem.	ger.		gem.	ger.
101:011	= 60° 44′	60° 38′	113:001	= 40° 02′	39° 57′
101:112	= 38 07	38 02½	113:1$\bar{1}$3	= 54 18	54 01
201:001	= 74 27	74 17	221:001	= 78 44	78 45
201:021	= 85 40	85 47½	1.1.14:001	= 10 03½	10 10½
701:001	= 85 18	85 24	313:001	= 61 58	61 54½
112:001	= 51 26½	51 29	313:3$\bar{1}$3	= 32 27	32 24
332:001	= 75 04	75 08½	332:101	= 43 56	43 50
203:001	= 49 23	49 50	203:113	= 32 46	32 42
11.2.12:001	= 58 47	58 52	25.11.5:001	= 84 10	84 07
11.2.12:11.$\bar{2}$.12	= 17 44	17 37	25.11.5:25.$\bar{11}$.5	= 47 05	47 14
11.2.12:113	= 32 05	31 58½	25.11.5:113	= 47 38	47 36½
11.2.12:3$\bar{1}$3	= 25 00	25 06	25.11.5:3$\bar{1}$3	= 82 31	82 33½
11.2.12:11.25.5	= 58 08	58 00½			

Der Typus der Kristalle ist durch anscheinenden Hemimorphismus ausgezeichnet. Das eine Ende ist tafelig durch Vorherrschen der Basis, am anderen tritt diese zurück und der Kristall ist spitz pyramidal.

Zum Schluß teilt Verf. mit, daß das Flächenverzeichnis, das Seligmann für den Anatas aufstellt (dies. Jahrb. 1888. I. -203-), unvollständig ist, da er folgende 5 Formen übersehen hatte:

$\frac{5}{19}$P∞ (5.0.19), $\frac{5}{11}$P (5.5.11), $\frac{5}{12}$P (5.5.12), 8P∞ (801), $\frac{3}{20}$P (3.3.20).

Später wurden noch folgende hinzugefügt:

σ_1 = $\frac{1}{4}$P$\frac{11}{3}$ (11.3.44), $\frac{3}{4}$P$\frac{3}{2}$ (324), $\frac{11}{45}$P$\frac{11}{3}$ (11.3.45), $\frac{1}{4}$P4 (4.1.16),

wozu noch die vom Verf. neu beobachteten Formen: H, ?E, R, T und L des obigen Verzeichnisses treten. Von diesen bedarf E noch der Bestätigung.

Max Bauer.

Liberto Fantappiè: Studio cristallografico del Peridoto di Montefiascone. (Atti R. Accad. dei Lincei. (5.) 1905. Rendic. cl. sc. fis., mat. e nat. 8. Januar. 14. p. 17—23. Mit 1 Textfig.)

Der Olivin findet sich in vulkanischen Bomben neben Augit und Magneteisen und ist vom Verf. schon früher (dies. Jahrb. 1897. II. -445-; 1898. II. -65-) geschildert worden. Der Olivin umschließt Magneteisen und sitzt auf dem Pyroxen auf. Verf. hat jetzt seine Untersuchungen fortgesetzt, aber keinen Kristall mehr gefunden, der ihn nach seinem Aussehen an Hyalosiderit erinnerte. Die gemessenen Kristalle wurden nach dem aus dem Aussehen und der Farbe erschlossenen Eisengehalt in drei Gruppen geteilt: durchsichtig, ölgelb bis braun, hyalosideritartig. An Zahl herrschen die Kristalle von mittlerer Zusammensetzung. Sie sind durchweg gut ausgebildet. Z. T. sind diese Kristalle schon in jener früheren Arbeit behandelt.

Neu gemessen ist ein schöner Kristall vom ersten, eisenärmsten Typus, begrenzt von:

∞P (110) . $\infty \breve{P}2$ (120) . $\infty P\breve{\infty}$ (010) . $2P\breve{\infty}$ (120) . $0P$ (001) . $P\breve{\infty}$ (101).

Für die Normalenwinkel wurden folgende Werte erhalten:

$110 : 1\bar{1}0$	$= 50^0 2'$	$021 : 0\bar{2}1$	$= 99^0 04'$
$110 : 120$	$= 17\ 57$	$021 : 010$	$= 40\ 28$
$120 : 010$	$= 47\ 04$	$101 : \bar{1}01$	$= 103\ 04$
		$101 : 10\bar{1}$	$= 76^0 55'$

Faßt man die zu den einzelnen Typen gehörigen Kristalle zusammen, so erhält man im Mittel:

1. Typus (3 Kristalle). $a : b : c = 0{,}4657 : 1 : 0{,}5865$.

$110 : 1\bar{1}0$	$= 49^0 56'$ (gem.),		—
$110 : 120$	$= 17\ 59$ „		$18^0\ 0'$ (ger.)
$120 : 010$	$= 47\ 3$ „		$47\ 01$ „
$021 : 0\bar{2}1$	$= 99\ 07$ „		$99\ 06$ „
$021 : 010$	$= 40\ 27$ „		$40\ 27$ „
$101 : \bar{1}01$	$= 103\ 06$ „		—
$101 : 10\bar{1}$	$= 76\ 56$ „		$76\ 54$ „

An einem einzigen Kristall tritt das Prisma $\infty \breve{P}3$ (130) auf, für welches:

$120 : 130$	$= 11^0 32'$ (gem.),		$11^0 26'$ (ger.)
$130 : 010$	$= 35\ 24$ „		$35\ 36$ „

2. Typus (3 Kristalle). $a : b : c = 0{,}4671 : 1 : 0{,}5871$.

$110 : 1\bar{1}0$	$= 50^0\ 4'$ (gem.),		—
$110 : 120$	$= 18\ 02$ „		$18^0 01'$ (ger.)
$120 : 010$	$= 46\ 58$ „		$46\ 57$ „
$021 : 0\bar{2}1$	$= 99\ 13$ „		$99\ 10$ „
$021 : 010$	$= 40\ 28$ „		$40\ 25$ „
$101 : \bar{1}01$	$= 102\ 59\frac{1}{2}$ „		—
$101 : 10\bar{1}$	$= 77\ 00$ „		$70\ 00\frac{1}{2}$ „

3. Typus (1 Kristall). a : b : c = 0,4672 : 1 : 0,5873.

110 : 1$\bar{1}$0	= 50° 05′ (gem.),	—	
110 : 120	= 17 50 „	18° 01′	(ger.)
120 : 010	= 47 10 „	46 57	„
021 : 0$\bar{2}$1	= 99 11 „	—	
021 : 010	= 40 26 „	40 24½	„
101 : $\bar{1}$01	= —	103 0	„
101 : 10$\bar{1}$	= —	77 0	„

Zum Vergleich werden die Achsenwerte angeführt, die Kokscharow für den Olivin, Ref. für den Hyalosiderit erhalten hat, nämlich:

Olivin. a : b : c = 0,4657 : 1 : 0,5865 (Kokscharow),
Hyalosiderit = 0,4681 : 1 : 0,5900 (Max Bauer).

Verf. knüpft noch einige allgemeine Betrachtungen an diese Resultate, die vielleicht größere Bedeutung hätten, wenn die chemische Zusammensetzung der gemessenen Kristalle genau bekannt wäre, was aber leider nicht der Fall ist. **Max Bauer.**

Waldemar T. Schaller: Crystallography of Lepidolite. (Amer. Journ. of Sc. **19**. p. 225—226. 1905.)

In einer Edelsteingrube, vier Meilen östlich Ramona, San Diego Co., Kalifornien, die Topas, Turmalin, Granat, Quarz, Orthoklas und Muscovit als pocket-Vorkommnisse eines Pegmatitganges liefert, fand Verf. auch Lepidolith. Er bildete eine 5 cm dicke Gruppe mit 1—2 cm über die Basis hinwegmessenden tafelförmigen 2 - 4 mm dicken Kristallen. Sie sind durchscheinend, sehr blaßrot. Die Seitenflächen geben gute Reflexe. Im Gegensatz zu Muscovit sind Zwillinge selten, auch fehlt die Muscovitform M = — 2P (221), während $\infty P\bar{\infty}$ (100) ziemlich häufig ist. Gewöhnliche Flächen: c = 0P (001), b = $\infty P\grave{\infty}$ (010), a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), e = $\frac{2}{3}P\grave{\infty}$ (023), o = — $\frac{1}{2}$P (112), n = P ($\bar{1}$11), x = 3P$\grave{3}$ ($\bar{1}$31). Ferner wurden beobachtet N = — 6P$\grave{3}$ (261), Z = $\frac{3}{2}P\grave{3}$ ($\bar{1}$32), l = $\infty P\grave{3}$ (130). Meist erscheint c b o n x. Der Winkel von Basis zum Klinopinakoid wurde zu genau 90° 0′ gefunden, auch entsprach die Flächenverteilung der monoklinen Symmetrie. Ebene der optischen Achsen parallel zum Klinopinakoid. **F. Rinne.**

F. Cornu: Über Zeophyllit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge. (Wiener mineral. Gesellsch. 9. Jan. 1905. Min. u. petr. Mitt. **24**. Heft 1. p. 8—15.) [Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 245.]

Äußerlich ist das Vorkommen sehr ähnlich dem von Groß-Priesen. Die Kristalle sitzen in flach ellipsoidischen Mandeln eines Leucittephrits mit etwas Hornblende und wenig Olivin. Das Gestein ist auffallend frisch; um die Mandeln herum, diesen genau folgend, ist eine konzentrisch-schalige Absonderung zu beobachten. In den Mandeln bildet der Zeophyllit milchig trübe bis durchsichtige, halbkugelige, radialblätterige Aggregate mit Perl-

mutterglanz auf einer Fläche infolge deutlicher Spaltbarkeit. Die Kugeln sitzen entweder direkt auf dem Tephrit, oder auf einer dünnen Lage Kalkspat, oder Apophyllit, oder Hyalit, letzterer liegt manchmal auch darüber. Namentlich findet man folgende Sukzessionen: 1. Kalkspat, Zeophyllit. 2. Hyalit, Apophyllit, Zeophyllit, Hyalit. In einigen Fällen sitzt der Zeophyllit auf stark veränderten Tonmergeleinschlüssen. Als älterer Begleiter erscheint zuweilen eine dünne Kruste eines amorphen, spröden, gummiartigen Minerals in spärlicher Menge. Selten ist etwas Phillipsit. Stets überwiegt der Zeophyllit weit über die begleitenden Mineralien.

Der Apophyllit bildet auch selbständige Mandelausfüllungen tafeliger, krummblätteriger Kristalle, die durch Parallelverwachsung ungewöhnliche Gruppen bilden. Begrenzung: c = 0P (001), p = P (111), wozu zuweilen a = ∞P∞ (100) tritt. Selten ist prismatische oder spitz pyramidale Ausbildung. Diese Pyramiden sind vollständig albinisiert. Durchsichtige Spaltungsplättchen geben die Erscheinung des Chromocyklits. Manche Kristalle durch Zersetzung trübe.

Der Zeophyllit bildet Halbkugeln von 3 mm, selten 10 mm Durchmesser, die oberflächlich zuweilen durch Zersetzung getrübt sind. Die einzelnen lamellaren Individuen sind parallel der Fläche vollkommener Spaltbarkeit zu sattelförmigen Aggregaten aneinander gereiht ähnlich wie beim böhmischen Comptonit. Nach innen wird die Masse dicht und nimmt eine bläuliche Färbung an. Zuweilen wird die Masse trübe, auch ganz locker und staubig, wie der Apophyllit wahrscheinlich nur durch Verstäubung, nicht durch Aufnahme von CO_2, da meist mit HCl kein Aufbrausen erfolgt. G. = 2,748 (frisches Material), etwas leichter als der Zeophyllit von Groß-Priesen, wo G. = 2,764. Zersetzter Zeophyllit gibt: G. = 2,645. Zentrale Partien erscheinen isotrop, randliche schwach doppeltbrechend. Im konvergenten Licht sind die ersteren einachsig, die anderen zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel. Doppelbrechung negativ. Trübe Kristalle zeigen Schichtenbau und nach Aufhellung in Monobromnaphthalin ebenfalls — Doppelbrechung. Brechungsindex = 1,545 durch Immersion. Zeophyllit von Groß-Priesen ergab: n = 1,550. Ätzversuche erweisen keine bestimmte Zugehörigkeit zu einer Kristallklasse. Nachgewiesen wurde: SiO_2, CaO, H_2O und F. Der große F-Gehalt und der frische Zustand des Muttergesteins spricht für Entstehung durch agents minéralisateurs in einer sehr frühen postvulkanischen Periode und nicht durch Verwitterung. Dabei haben die schon oben erwähnten Einschlüsse kalkreicher Mergelstücke in dem Gestein eine nicht unwesentliche Rolle für die Entstehung kalkreicher Zeolithe (Apophyllit und Zeophyllit) gespielt.

Max Bauer.

Waldemar T. Schaller: Über Dumortierit. (Zeitschr. f. Krist. **41**. p. 19—47. 1905. Mit 3 Fig. Abgekürzt in Amer. Journ. of Sc. **19**. p. 211—224. 1905.)

Dumortierit wurde 1879 von Gonnard in der Nähe von Chaponost bei Lyon entdeckt; als Zusammensetzung gab Damour $4Al_2O_3 . 3SiO_2$ an.

In Dumortieritvorkommnissen von New York und Arizona entdeckten Diller und Riggs einen Borsäuregehalt, den Ford bestätigte, gleichwie auch eine konstante Wasserführung. Schaller gibt nun zunächst einen Überblick über die Vorkommnisse des eigenartigen Minerals und geht dann besonders auf die Funde in den Vereinigten Staaten von Nordamerika ein.

New York. Im Harlem-Stadtteil. Nadelig in Büscheln in einem Gange roten Granits; auch im Pegmatit, in welchem Dumortierit besonders im Orthoklas erscheint. Begleiter: Orthoklas, Quarz, Muscovit, Xenotim, Monazit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Granat, Andalusit. Dumortierite in einem pegmatitischen Gneis sind zuweilen zerbrochen und durch Gneis wieder verkittet. a = c; b = b; c = a. Pleochroismus c = b farblos; a tiefblau.

Arizona. In Geröllen eines Quarzgesteins am Clip als Hauptgemengteil neben Quarz; untergeordnet Cyanit, Magnetit, Muscovit, Apatit, Rutil. Der blaßgrüne Cyanit ergab nach W. F. Hillebrand SiO_2 36,30, $Al_2O_3 + TiO_2$ 62,51, Fe_2O_3 0,70, FeO nicht bestimmt, CuO Spur, Glühverlust 0,40; Summe 99,91. Spez. Gew. 3,656 bei 18,5° C.

Kalifornien. In einem Gange östlich Dehesa, Bezirk San Diego. Das Landesgestein ist Granit mit großen Gabbromassen. In Granit wie Gabbro finden sich viele Pegmatite. Ein Gang (1000 Fuß lang und 30—40 Fuß mächtig) führt den Dumortierit. Das Hauptmineral im Gange ist Quarz, daneben erscheint Sillimanit oder Dumortierit. Feldspat fehlt. Im oberen Teil des Vorkommens hat man ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Sillimanit, das Verf. eingehend beschreibt, der untere Teil ist aus Quarz und Dumortierit grob zusammengesetzt. Stellenweise ist Muscovit wesentlich. Dumortieritmassen von 3 : 3 : 5 cm sind nicht selten; gewöhnlich besitzen sie strahliges Gefüge. Die Farbe ist lavendelblau. Im Schliff erkennt man noch Sillimanit und akzessorisch Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon. Der Dumortierit erscheint meist in strahligen, fächerartigen Schnitten, auch in faserigen Bruchstücken. Zuweilen zeigt sich eine Umwandlung von Dumortierit in Muscovit. Geht der Schnitt nach der Dumortieritbasis, so sieht man auf ihr zwar unvollkommene prismatische aber keine pinakoidale Spaltbarkeit. Erstere verläuft nach $\infty P\bar{2}$ (210). Oft polysynthetische Zwillingslamellen mit alternierender Auslöschung, wobei die Auslöschungsrichtungen ca. 31° miteinander bilden. Die Berührungslinien gehen parallel $\infty P\bar{2}$ (210). In nicht zu dünnen Schliffen sehr schöner Pleochroismus, und zwar ist c = a farblos, b = b farblos bis sehr blaßrot, a = c tief purpurrot. Kein Schnitt zeigt durchgehend den gewöhnlichen Pleochroismus in Blau, der nur an einzelnen Flecken erscheint. Wahrscheinlich ist ein im kalifornischen Dumortierit nachgewiesener Gehalt von $1\frac{1}{2}\%$ Ti_2O_3 die Ursache für den Pleochroismus in Rot. Die von Titan freien Dumortierite von Washington und Arizona zeigen nämlich die gewöhnliche Absorption. c = erste negative Mittellinie. Ebene der optischen Achsen $\infty P\breve{\infty}$ (010). Doppelbrechung etwas stärker als die des Quarz.

Washington. Verf. untersuchte Dumortierit, der etwa $\frac{1}{2}$—1 mm große blaue Sphärolithe und pinselförmige Gebilde in einem feinkörnigen

Quarz-Muscovit-Andalusitgestein bildet. Auch Pyrit findet sich stellenweise in bedeutender Menge, zuweilen etwas Magnetit mit Leukoxen. Eine Analyse des Muscovit ergab SiO_2 50,13, Al_2O_3 32,37, Fe_2O_3 1,52, MgO 0,09, CaO 0,15, H_2O (unter 107°) 1,74, H_2O (über 107°) 5,08, K_2O 9,60; Summe 100,68. Spez. Gew. 2,80.

Der Muscovit erscheint oft sekundär gebildet zwischen den Sphärolithfäserchen des Dumortierits.

Die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, welches den Dumortierit beherbergt, ist etwa 35 % Andalusit, 2 % Dumortierit, 32 % Quarz, 27 % Muscovit, 4 % akzessorische Bestandteile.

Kristallographische Untersuchung.

Kristalle sind selten und unvollkommen entwickelt. Rhombisch. $\breve{a} = 0{,}8897$, $c = 0{,}6871$. Beobachtete Formen $b = \infty P\breve{\infty}$, $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $l = \infty P\breve{2}$ (120), $m = \infty P$ (110), $g = \infty P\frac{3}{2}$ (320), $n = \infty P\bar{2}$ (210), $d = \frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102), $v = \frac{2}{3}P\bar{\infty}$ (203). Im einzelnen wurden die folgenden Kombinationen beobachtet: 1. Kalifornien a) b a l m g n v, b) b a l g n, 2. Arizona m d, 3. New York a) b a g, b) b a l g, c) a l g.

Verf. macht auf Ähnlichkeiten zwischen Andalusit, Sillimanit, Staurolith und Dumortierit aufmerksam und betrachtet sie als „im weiteren Sinne" isomorph.

	a	c
Andalusit	0,9861	0,7025
Sillimanit	0,970	?
Staurolith	0,9795	0,6942
Dumortierit	0,8897	0,6871

Dabei sind a und c der üblichen Stellung des Staurolith vertauscht.

Das spez. Gew. eines Dumortierits von Kalifornien bestimmte Schaller zu 3,306.

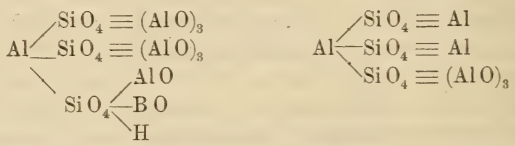
Zusammenfassend wird über die physikalischen Eigenschaften des Dumortierits folgendes vermerkt. Glanz glasig. Blau, doch auch lavendelblau und grünblau bis schwarz. Undurchsichtig in großen Stücken, die feinen Prismen des kalifornischen Vorkommens durchscheinend bis durchsichtig. Stets a c in $\infty P\breve{\infty}$. Erste negative Mittellinie senkrecht 0P (001). Pleochroismus wechselnd von farblos zu kobaltblau; blaßgelb bezw. farblos zu kobaltblau; farblos zu pistaziengrün; farblos zu lachsfarbig; farblos zu tiefkarminrot; farblos zu purpurrot. 2Va (Norwegen) 35°. Für den Dumortierit von Kalifornien wurde angenähert gefunden $2E_{Li} = 33°$, $2E_{Na} = 37°$, $2E_{Cu} = 42°$. Nach Linck ist am Dumortierit des unteren Donbastonetals (Italien) $\alpha = 1{,}678$, $\beta = 1{,}686$, $\gamma = 1{,}689$, $\gamma - \alpha = 0{,}011$. Schmilzt nicht vor dem Lötrohr, verliert aber seine Farbe und wird weiß. In sehr feingepulvertem Zustande und in inniger Mischung mit Kaliumbisulfat und Calciumfluorid läßt das Mineral in der Flamme für einen Augenblick die von der Borsäure herrührende grüne Färbung erkennen. Sorgfältig gereinigter Dumortierit von Kalifornien ergab bei der chemischen Analyse:

	I.	II.	Mittel
SiO_2	28,58	28,78	28,68
Al_2O_3	63,31	63,30	63,31
Ti_2O_3	1,49	1,40	1,45
Fe_2O_3	0,21	0,25	0,23
H_2O	1,53	1,51	1,52
B_2O_3	5,21	5,53	5,37
	100,33	100,77	100,56.

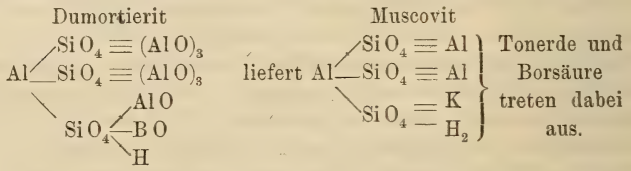
Zieht man Tonerde, Titan und Eisen zusammen, so hat man $SiO_2 : Al_2O_3 : B_2O_3 : H_2O = 5{,}94 : 8{,}00 : 1{,}06 : 0{,}96 = 6 : 8 : 1 : 1$. Formel $8\,Al_2O_3 . B_2O_3 . H_2O . 6\,SiO_2$.

Die Analyse von Ford an Material von Arizona führt vollkommen auf die nämliche Formel, seine Untersuchungen an Dumortierit von Kalifornien lieferten $SiO_2 : Al_2O_3 + Fe_2O_3 : B_2O_3 : H_2O = 6{,}17 : 7{,}40 : 1{,}04 : 1{,}45 = 6 \times 1{,}03 : 8 \times 0{,}93 : 1 \times 1{,}04 : 1 \times 1{,}45$. Seine dritte Analyse am Mineral von New York hat als Ergebnis bezüglich der in Rede stehenden Koeffizienten $6 \times 1{,}04 : 8 \times 0{,}90 : 1 \times 1{,}06 : 1 \times 1{,}40$. Abgesehen vom Wassergehalt lassen sich alle, auch die beiden letzten Analysen, mit der aufgestellten Formel in Einklang bringen. Die übrigen vorhandenen Dumortieritanalysen hält Verf. für nicht einwurffrei, weil unreines Material vorliegen soll.

Da die besten Analysen von Schaller nur $1\,H_2O$ ergeben, so hält er an der obigen Formel $8\,Al_2O_3 . B_2O_3 . H_2O . 6\,SiO_2$ fest, die auch $(SiO_4)_3\,Al(AlO)_7(BO)H$ geschrieben werden kann. Der Vergleich mit Andalusit läßt sich wie folgt bewerkstelligen.



und die Veränderung von Dumortierit zu Muscovit stellt sich dar als



Zum Schluß gibt Verf. ein Literaturverzeichnis über Dumortierit.

F. Rinne.

K. Zimanyi: Über die Lichtbrechung des Fluorapatits von Pisek. (Zeitschr. f. Krist. **40**. 1905. p. 281—283.)

Verf. untersuchte auf Feldspat aufgewachsene, $1\frac{1}{2}$—$2\frac{1}{2}$ mm große, säulenförmige, blaß blaulichgrüne Apatitkriställchen aus dem Pegmatit von

Pisek in Böhmen (dies. Jahrb. 1891. I. -26-). Bestimmt wurden die Brechungskoeffizienten für Rot, Gelb, Grün und Blau, und zwar mit einer Genauigkeit von $\pm$ 0,0002—0.0006 bei der genaueren gelben und roten, resp. der weniger genauen grünen und blauen Beleuchtung. Die beiden natürlichen Prismenflächen, durch welche die Lichtstrahlen passierten, machten 60° 3′ 30″. Die Resultate der Messungen waren:

Licht	ω	ε	$\omega - \varepsilon$
Li	1,6445	1,6396	0,0049
H_α	1,6450	1,6401	0,0049
Na	1,6482	1,6431	0,0051
Tl	1,6515	1,6465	0,0050
H_β	1,6555	1,6504	0,0051

Vergleicht man diese Werte mit den an den anderen bisher optisch untersuchten Apatiten (die in einer Tabelle zusammengestellt sind) erhaltene Brechungskoeffizienten, so bemerkt man, daß der Apatit von Pisek die stärkste Licht- und Doppelbrechung hat. Diese letztere variiert stärker als die erstere. Die Dispersion beider Strahlen ist sozusagen gleich, und nicht groß der Unterschied von Malmberget und Zillertal; hingegen besitzt der Apatit von Minot eine schwächere Dispersion, wie ebenfalls durch die tabellarische Zusammenstellung der Zahlen bewiesen wird.

Max Bauer.

R. Köchlin: Cölestin von Häring in Tirol. (Wiener mineral. Gesellsch. Wien. Min. u. petr. Mitt. **24**. 1905. p. 72—75. Mit 3 Textfig.)

Die Kristalle sitzen auf Drusen in kleinen Kalkspatgängen, die den Mergel und Stinkstein im Hangenden des Kohlenflözes durchziehen. Farblos, bläulichweiß und blaugrau, ziemlich durchsichtig. Die Kristalle sitzen als jüngste Bildung auf braunem Kalkspat —2R, der zuweilen noch eine Quarzhaut trägt; begleitet zuweilen von Bergteer. Typus der Kristalle: säulenförmig und pyramidal bei gleicher Kombination: c = 0P (001), $\omega = \infty P\frac{7}{5}$ (750), m = ∞P (110), o = P$\breve{\infty}$ (011), z = P (111), (c und m Spaltungsrichtungen). Die prismatischen Kristalle sind bis 5 mm lang und es herrscht o und a als Scheinfläche, gebildet durch allmählichen Übergang der Flächen ω und vielleicht anderer Flächen der Prismenzone ineinander. Die pyramidalen Kristalle sind 2—3 mm groß und lebhafter gefärbt. Die Flächen von ω und z sind besonders entwickelt, doch sind manche Individuen durch große Flächen c fast tafelförmig. Die Kristalle beider Typen zeigen hypoparallelen Aufbau und neigen zur Bildung kugeliger Aggregate. Durch Aneinanderreihung tafeliger Kristalle des 2. Typus mit parallelen c-Flächen entstehen dünne Stengel, die sich zu Büscheln vereinigen. In einem Fall sind die Stengel fast haarförmig dünn und bilden eine eigentümliche filzige Masse. Nie sind beide Typen auf einem Stück vereinigt. G. = 4,01

(sonst = 3,93), aber kein Ba-Gehalt nachweisbar. Wegen des hypoparallelen Aufbaus sind die Winkelwerte sehr schwankend; es wurde gemessen (Mittel der Normalenwinkel, verglichen mit den berechneten Werten bei Dana):

	ger.	gem.		ger.	gem.
c : o	= 52° 00′	52° 37′	z : m	= 25° 39′	25° 33′
$o_1 : o_2$	= 76 00	75 46	$z_1 : z_2$	= 67 17	67 25
$m_1 : m_2$	= 75 50	75 35	$\omega_1 : \omega_2$	= 58 11	57 57
o : z	= 45 20	45 22	ω : m	= 8 49½	8 46
c : z	= 64 21	64 22	z : ω	= 27 01¼	26 54

Max Bauer.

Fr. Slavik: Über den Baryt und Anglesit von Mies. Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien. II. Teil. (Abh. böhm. Akad. 1905. No. XIX. p. 11—44. Mit 18 Textfig. Deutsches Résumé im Bull. internat. ders. Akad.)

Baryt von Mies erscheint teils kristallisiert, teils in körnigen stengeligen bis faserigen Aggregaten. An den Kristallen werden sechs Typen unterschieden.

I. Flächenreiche, makrodiagonal[1] verlängerte Kristalle, welche sich zu Kollektivindividuen von einfacherer Kombination und rhombisch dicktafeliger Gestalt gruppieren. Außer den Hauptflächen c (001), m (110), d (102), o (011) ist an diesen Kristallen entweder das Brachypinakoid b (010) und zugleich die Zone o : z, oder die Zone o : m stark entwickelt Im ganzen wurden an diesen Kristallen folgende Formen konstatiert:

in der Zone [o (011) : m (110)]: $*t_2$ **(253)**, s (132), ζ (154), ξ_1 (143), Θ (176), $*\mathfrak{x}$ **(1 . 12 . 11)**, Θ am häufigsten und am besten entwickelt;

in der brachydiagonalen Zone: c (001), φ (012), $*\varepsilon_2$ **(045)**, $*\varepsilon_3$ **(067)**, o (011), j_2 (054), t_2 (032), b (010);

in der Zone [c : m]: z (111), r (112), f (113);

in der Zone [o : z]: $*Y_2$ **(199)**, Y (177), Ψ (166), ϱ (144), y (122);

in der makrodiagonalen Zone: c (001), l (104), d (102), a (100);

in der vertikalen Zone außer den beiden Pinakoiden und m noch χ (130);

ferner noch μ (124), ν (212) und die neue Pyramide $*\zeta_2$ **(164)** [in den Zonen [b : ϱ] und [t_2 : a]].

Die Basisflächen zeigen natürliche Ätzfiguren von rhombisch-holoedrischer Symmetrie.

II. Brachydiagonal verlängerte Tafeln mit entwickelten Flächen von y (122) zeigen die Formen:

c (001), o (011), d (102), m (110), y (122), μ (124), φ (012), ε_1 (035), u (101), J (133), ζ (154), die letzten zwei nur in kleinen Flächen auftretend.

III. Brachydiagonale Säulen mit vorherrschendem Grunddoma:

---

[1] Stellung Haüy-Miller.

a) o, c, d herrschend, m fehlt, in kleinen Flächen noch ε_1 (035), y_1 (023), z (111) und die neue Fläche $*\mu_2$ **(168)** in der Zone [o : d];

b) zu o, c, d tritt noch m in größeren Flächen hinzu, außerdem treten auf: y_1 (023), y (122), s (132) und auf der Kante o : d die neue Fläche $*\mu_3$ **(179)**;

c) flächenreichere Kristalle mit vorherrschendem o, c, d, daneben in z. T. größeren Flächen μ_3 (179), Υ (177), m (110), λ (210), a (100), ε_1 (035).

IV. Brachydiagonal verlängerte Tafeln bis Nadeln mit vorherrschendem ε_1 (035): Außer der Basis c (001) und ε_1 (035) kommen in der brachydiagonalen Zone noch schmale Flächen von j_1 (034), o (011), b (010) vor; terminiert werden die Kristalle nur durch d (102).

Va. Spitzpyramidale Kristalle, an denen eine zu o vizinale Pyramide vorherrscht, sind in Mies sehr häufig. Sie besitzen einen spießigen Habitus, ähnlich z. B. einigen Cölestinen von Leogang, Broussevalle u. a. Fundorten; fast an allen treten c und d, an den meisten noch schmale Flächen von einer Zweidrittelpyramide zwischen der Basis und der vorherrschenden Form auf. Diese letztere gehört immer der Zone [o : z] an, ist aber nicht immer dieselbe.

1. Mit vorherrschendem $*\Psi$ **(166)** kommen nicht häufig ziemlich flächenreiche Kristalle vor: Ψ (166), $*\Gamma_2$ **(169)**, c (001), d (102), z (111), y (122), J (133).

2. Mit vorherrschendem $*\Upsilon_1$ **(188)** sind die Kristalle häufiger, zeigen aber außer Υ_1 gewöhnlich nur c, d und Γ (1 . 8 . 12), selten auch a (100), z (111) und ?u (101).

3. Mit vorherrschendem $*\Upsilon_3$ **(1 . 16 . 16)** ziemlich häufig; entweder nur mit c und d, oder noch $*\Gamma_3$ **(1 . 16 . 24)**, $*\Gamma_4$ **(1 . 16 . 32)**, m (110), z (111), J (133).

Vb. Kristalle mit einer zu ε_1 (035) oder einem anderen flacheren Brachydoma vizinalen spitzen Pyramide treten zusammen mit denjenigen des Typus IV auf, die herrschende Form läßt sich jedoch wegen schlechter Beschaffenheit der Flächen nicht mit Sicherheit bestimmen. Die Endigung geschieht auch hier durch glänzende d-Flächen.

VI. Dicke, rhombische Tafeln mit überwiegendem c und m, untergeordnet noch o, d, z.

Im ganzen weist der Mieser Baryt 44 Formen auf, wovon 13 (im vorhergehenden mit * bezeichnet) neu sind. Das Brachydoma o ist eine Dominante, welche nicht nur sehr oft die vorwaltende Form ist, sondern auch die Zonenentwicklung beherrscht; zwei von ihr ausgehende Zonen, [o : m] und [o : c], sind in derselben Zahlenreihe entwickelt. Dichter gehäufte Kristalle sind gewöhnlich spitzpyramidal, während die mehr frei entwickelten öfter die brachydomatisch-säulige Form zeigen. Die charakteristischen Erscheinungen am Mieser Baryt erklären sich durch das Vorwiegen der Oberflächenenergie vor der vektoriellen bei der Bildung derselben.

Derber Baryt ist teils körnig, teils stengelig und faserig; dieser besteht aus Individuen, die ebenfalls nach der Brachyachse verlängert sind und z. T. den Kristallen des III., z. T. denen des V. Typus gleichen.

Anglesit von Mies, ein seltener alter Fund, kommt nur in säulenförmigen Kristallen vor, welche von folgenden bereits anderwärts bekannten Formen begrenzt sind: m (110) vorherrschend, c (001) mit größeren, d (102), o (011) mit kleineren Flächen, a (100), n (120), l (104), φ (012), z (111), r (112), f (114) als schmale Lamellen entwickelt. Auf den m-Flächen natürliche Ätzfiguren von rhombisch-bipyramidaler Symmetrie.

Fr. Slavik.

Eugenio Traino: Sull' Anglesite dei giacimenti metalliferi della Provincia di Messina. (Atti R. Accad. dei Lincei. (5.) 1905. Rendic. cl. sc. fis. mat. e nat. 19. Febr. **14**. p. 220—224. Mit 3 Textfig.)

Die farblosen bis grauen, sehr kleinen (größte Dimension 5 mm) und im allgemeinen wenig glänzenden Kriställchen bilden Drusen auf Bleiglanz, zuweilen begleitet von grünen Pyromorphitkriställchen. Untersucht wurden 4 Individuen.

1. Kombination: (001) . (100) . (011) . (102) . (122) . (111); hauptsächlich entwickelt (011), sodann (122) und (102).

2. (011) . (111) . (122); vorherrschend (122).

3. (100) . (110) . (102).

4. Stimmt mit dem zweiten überein und erlaubt einige Winkelmessungen:

	gem.	ger.		gem.	ger.
*011 : 122 =	26° 33′ 20″	—	122 : 102 =	44° 55′ 51″	44° 57′ 34″
011 : $\bar{1}22$ =	102 54 21	102° 49′ 05″	111 : 100 =	44 46 10	45 00 43
*001 : 011 =	52 10 49	—	102 : 001 =	39 22 04	39 10 59
001 : 122 =	56 44 36	56 44 11	110 : 100 =	38 01 14	38 19 06
122 : 111 =	19 04 16	18 25 57	110 : 102 =	59 56 00	60 17 04

Aus den beiden mit * bezeichneten Fundamentalwinkeln folgt das Achsenverhältnis:

$$a : b : c = 0{,}790271 : 1 : 1{,}288250.$$

Mittels der Methode der kleinsten Quadrate erhält man:

$$a : b : c = 0{,}790141 : 1 : 1{,}292140.$$

Eine kleine Winkeltabelle gibt eine Vergleichung der hieraus berechneten Winkel mit den gemessenen.

Daß man es hier wirklich mit Vitriolblei zu tun hat, wurde durch chemische Reaktionen nachgewiesen. **Max Bauer.**

F. E. Clotten: Die Zinn- und Wolframvorkommen von Nord-Queensland. (Wiener mineral. Gesellsch. Min. u. petr. Mitt. **24**. 1905. p. 18—20.)

Die Zinnerzvorkommen des Herberton-Distrikts sind sehr reich und erstrecken sich über ein Gebiet fast von der Größe von Bayern

(12 000 engl. Quadratmeilen). Der Zinnerzdistrikt beginnt schon hinter Townsville und geht bis zum Carpentaria-Golf, aber der Hauptabbau ist auf das Herberton-Gebiet bis jetzt beschränkt. Zuerst wurde, 1889, das Seifenzinn des Flusses Tinarvo, später in der Nähe ein mächtiger Gang entdeckt, der sofort abgebaut wurde und dem nachher noch viele andere reiche Gänge folgten, so auch die Gänge der Lancelot Mine. Deren Erze sind ziemlich komplex gemischt und enthalten neben Sn viel Bi (ca. 4 %) und Cu (3—8 %). Am längsten und regelmäßigsten in Nord-Queensland ist die Volkan Tin Mine im Gang, die von Oktober 1890 bis Dezember 1904: 65 000 t Zinnstein mit durchschnittlich 9 % Sn lieferte, woraus 6800 t Zinnerz im Wert von 5 Millionen Mark gewonnen wurden. In ihrer Nähe finden sich auch bedeutende Mengen von Wolframerzen.

Max Bauer.

Mineralfundorte.

H. Baumhauer: Die Mineralien des Binnentals. (Bull. de „la Murithienne", Soc. valaisanne des sciences naturelles. 1905. p. 35—49.)

Berücksichtigt ist das ca. 100 Quadratkilometer große Gebiet zwischen dem Kummenhorn und Ofenhorn im Norden, sowie der Steinenalp und dem Ritterpaß im Süden. Es ist das Flußsystem der Binna und bildet somit eine natürliche Einheit, das „Binnental". Die herrschenden Gesteine sind Gneis und Kalkglimmerschiefer (Bündner Schiefer), dann Hornblendegneis, schieferiger Diabas, Hornblendeschiefer, Serpentin und Dolomit. Das letztere mineralreiche Gestein tritt blendendweiß und zuckerkörnig am Lengenbach gegenüber Imfeld auf und bildet dort drei schmale 0,4 bis 1 m mächtige, durch mehrere Fuß breite Zwischenräume getrennte pyritreiche Schichten, die Heimat der sogenannten Dolomitmineralien. Diese stammten in früheren Zeiten aus den beiden oberen Schichten von der rechten Seite des Lengenbachs; gegenwärtig wird nur noch die etwa 20 Fuß abwärts gelegene Schicht auf der linken Seite ausgebeutet und zwar von Mineralsuchern durch Sprengen, wodurch viele Kristalle zerbrochen und verloren gehen. Die Dolomitmineralien haben dem Gebiet wegen ihrer z. T. einzigartigen Beschaffenheit (Bleisulfarsenite) seinen Weltruf verschafft. Neben ihnen sind aber auch die Mineralien der Gneise und Schiefer wegen eigenartiger und prächtiger Ausbildung von Bedeutung.

I. Gneis- und Schiefermineralien.

Sie werden meist in Felsspalten hinter Quarzbändern gefunden, z. T. aufgewachsen, z. T. abgebrochen in dem die Spalte erfüllenden Lehm, aber meist nur da, wo die Quarzbänder die Schichten durchqueren. Nur die Eisenglanzkristalle vom Ritterpaß trifft man zuweilen an Stellen, wo die Quarzbänder mit den Schichten gleich laufen. Im Quarz verwachsen ist meist der Rutil. Von den einzelnen Mineralien werden die verschiedenen Fundorte angeführt. Es ist:

Quarz in seinen verschiedenen Abarten: Rauchtopas, Amethyst, Bergkristall (am Albrunhorn wenig klar mit Dolomitkristallen, am Ofenhorn mit gut und groß entwickelten Flächen s und x).

Rutil und Anatas. Rutil im Gneis, Glimmerschiefer und Kalk, lange Prismen, zuweilen Zwillinge nach P∞, selten nach 3P∞, begleitet von Adular, Eisenglanz und Magneteisen, zuweilen von Turnerit, selten mit Anatas, an der Alp Lercheltini in der bekannten Weise mit Eisenglanz verwachsen, wobei der Rutil den Eisenglanz zuweilen fast ganz verdrängt. Manchmal auch Verwachsung mit Magnetit. Anatas. Selten die gewöhnliche Varietät begrenzt von P, z. T. gelb mit blauer Spitze. Wichtiger der sog. Wiserin im Glimmerschiefer der Alp Lercheltini mit der bekannten mannigfaltigen Ausbildung der Kristalle, „das hervorragendste Anatasvorkommen der Welt". Die Funde sind aber jetzt sehr selten geworden (vergl. dies. Heft p. -16-).

Eisenglanz. Er bildet bis mehrere Zentimeter große, dickere oder dünnere Tafeln, z. T. in der Form der Eisenrosen. Schließt sich im Vorkommen bis zu einem gewissen Grad mit dem Rutil gegenseitig aus. Eine NO.—SW.-Linie vom Hohsandhorn zum Gibelhorn trennt die auf der linken Seite liegenden Rutilfundorte von den rechts gelegenen des Eisenglanzes. Nur im Gebiet des Kollerhorns sind beide Mineralien (und auch Magneteisen) zusammen und z. T. in der bekannten Art verwachsen.

Magneteisen. Meist glattflächige Oktaeder, bis 3 cm groß, auch Zwillinge, z. T. begleitet von Eisenglanz, Adular und Turnerit. Zuweilen mit Eisenglanz regelmäßig verwachsen.

Dolomit mit Quarz (s. o.). Oft große undurchsichtige Rhomboeder R und Zwillinge solcher nach ∞R.

Adular. Schöne Kristalle bis mehrere Zentimeter groß (besonders auf Kalkstein mit Rutil). Meist Zwillinge bis Vierlinge nach dem Bavenoer Gesetz. Sehr verbreitet. Seltener ist

Albit, meist in kleinen Kristallen, in teils amphibolitischem, teils serpentinartigem Gestein, oft begleitet von

Titanit (Sphen). Grüngelb, oft durchsichtig, so daß er zu Schmucksteinen geeignet erscheint und in Durchkreuzungszwillingen bis 3 cm groß. Er ist häufig und wird begleitet außer von Albit (und Periklin) von Bergkristall, Eisenglanz, Chlorit, der auch staubförmig eingeschlossen ist, und Epidot, auch wohl von Apatit und Pyrit. Die Kristalle sitzen auf grünem Gestein (meist Chlorit- und Hornblendeschiefer); sind formenreich und die einfachen nach der Kante zwischen ∞P (und 4P4) gestreckt.

Turmalin, große schwarze Kristalle, mit Eisenglanz. Diopsid, große dunkelgrüne Kristalle mit Kalkspat und Epidot an einer Durchdringungsstelle von Gneis und Serpentin. Asbest mit eingeschlossenem Granat. Endlich Stilbit, Turnerit, kleine gelbbraune Kriställchen von der Alp Lercheltini, meist mit Magneteisen und Rutil. Selten ist der Xenotim, kleine gelbliche Kriställchen mit Anatas auf Lercheltini.

II. Dolomitmineralien.

Der Dolomit führt viel Pyrit, in kleinen bis 1 cm großen Kristallen, oft flächenreich, mit der Grundform $\left[\frac{\infty 02}{2}\right]$; von anderen Sulfiden finden sich Zinkblende, Bleiglanz, Realgar und Auripigment.

Zinkblende, bis 2 cm große, gelbe bis braune Kristalle von der bekannten Ausbildung, das schönste Zinkblendevorkommen.

Bleiglanz, $\infty O \infty . O$, mit eigentümlich gerundeten Kanten, dem Binnit ähnlich aussehend.

Realgar, kleine, glänzende und bis 2 cm große, wenig gut ausgebildete matte Kristalle. Ist eines der häufigsten Dolomitmineralien. Seltener ist das

Auripigment, nur in blätterigen Massen, keine deutlichen Kristalle. Das größte Interesse bieten die

Bleisulfarsenite, und zwar:

Jordanit . .	$4PbS . As_2S_3$,	Baumhauerit .	$4PbS . As_2S_3$,
Dufrenoysit .	$2PbS . As_2S_3$,	Livëingit . .	$5PbS . 4As_2S_3$,
Rathit . . .	$3PbS . 2As_2S_3$,	Skleroklas . .	$PbS . As_2S_3$,

die bisher (außer Jordanit bei Nagyag und in Oberschlesien) ausschließlich nur im Dolomit des Binnentals gefunden worden sind. Sie sind einander bekanntlich äußerlich sehr ähnlich, unterscheiden sich z. T. durch den Strich, aber im allgemeinen nur durch genauere goniometrische Untersuchungen. Die Kristalle dieser sämtlichen Mineralien sind sehr spröde; größere Individuen von Skleroklas und Rathit bersten unter scharfem Knall, wenn sie durch die Sonne oder durch die Berührung mit der Hand ungleich erwärmt werden. Wegen der Sprödigkeit gehen viele Kristalle bei der Gewinnung verloren. Am verbreitetsten ist Jordanit und Skleroklas, dann folgt Rathit, Baumhauerit und Dufrenoysit sind selten, Livëingit ist am seltensten. Es scheint aber, als ob in den verschiedenen Schichten des weißen Dolomits die Bleisulfarsenite ungleichmäßig verteilt wären, so daß bei fortdauerndem Abbau auch immer noch neue Glieder dieser Gruppe gefunden werden [so wurde in der Sitzung der Londoner mineralogischen Gesellschaft vom 15. November 1904 über drei hierhergehörige Mineralien, den Marrit, Bowmanit und Lengenbachit, sodann in der Sitzung derselben Gesellschaft vom 15. März 1905 über drei weitere neue Mineralien dieser Art, den Smithit, Hutchinsonit und Trechmanit berichtet (Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 56; 1905. p. 30, 283 u. 752), vergl. das folgende Referat. Ref.] An diese Mineralien schließt sich an der Binnit, eine Abart des Tennantits, der je nach der kristallographischen Ausbildung als Kugelbinnit und Stangenbinnit bezeichnet wird, sowie der sehr seltene, an den Bournonit sich anschließende Seligmannit, der gleichfalls nur vom Binnental bekannt ist.

Fernere Dolomitmineralien sind der Bergkristall und der Rutil, ferner auf Drusenräumen schöne, wasserhelle, durchsichtige Kristalle von Dolomit, bis 2 cm groß, häufig die rhomboedrische Tetartoedrie deutlich

zeigend; meist Zwillinge nach ∞R. Schwerspat bildet kleine Kristalle von wechselndem Habitus.

Von Silikaten sind gefunden: Hyalophan nebst Adular, Fuchsit, zuweilen mit Pyrit und Realgar, Tremolit in bis faustgroßen, strahligen Aggregaten und selten hellbrauner, durchsichtiger Turmalin, z. T. mit glänzenden rhomboedrischen Endflächen. **Max Bauer.**

R. H. Solly: Some new minerals from the Binnental, Switzerland. (Min. Mag. **14**. p. 72—82. Mit 2 Textfig. London 1905.)

Hutchinsonit aus dem Dolomit des Lengenbach-Bruches, nach den Bestimmungen von G. T. Prior ein Sulpharsenit von Thallium, Blei, Silber und Kupfer, mit ungefähr 20 % Th; eine genaue Analyse fehlt noch.

Kristallsystem rhombisch; $a : b : c = 0{,}8175 : 1 : 0{,}7549$. Tritt in flachen rhombischen Prismen von roter bis grauschwarzer Farbe auf, innig verwachsen mit Sartorit und Rathit; Strich scharlachrot; durchscheinend bis undurchsichtig; Härte $1\frac{1}{2}$—2; gute Spaltbarkeit parallel (100) $\infty P\bar{\infty}$.

Folgende Formen wurden beobachtet:

(100) $\infty P\bar{\infty}$, (010) $\infty P\breve{\infty}$, (001) 0P, (850) $\infty P\frac{8}{5}$, (870) $\infty P\frac{8}{7}$, (110) ∞P, (780) $\infty P\frac{8}{7}$, (340) $\infty P\breve{\frac{4}{3}}$, (580) $\infty P\frac{8}{5}$, (120) $\infty P\breve{2}$, (380) $\infty P\frac{8}{3}$, (140) $\infty P\breve{4}$, (180) $\infty P\breve{8}$, (502) $\frac{5}{2}P\bar{\infty}$, (201) $2P\bar{\infty}$, (302) $\frac{3}{2}P\bar{\infty}$, (101) $P\bar{\infty}$, (304) $\frac{3}{4}P\bar{\infty}$, (102) $\frac{1}{2}P\bar{\infty}$, (104) $\frac{1}{4}P\bar{\infty}$, (011) $P\breve{\infty}$, (322) $\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$, (111) P, (344) $P\breve{\frac{4}{3}}$. (122) $P\breve{2}$, (144) $P\breve{4}$.

Smithit. Flache, hexagonal aussehende Pyramiden mit Basis, zusammen mit Hutchinsonit vorkommend. Hellrot, Diamantglanz, Strich scharlachrot, durchsichtig bis durchscheinend, Härte $1\frac{1}{2}$—2.

Kristallsystem monoklin; $a : b : c = 2{,}2309 : 1 : 1{,}9657$; $\beta = 78^\circ 47\frac{1}{2}'$.

Beobachtete Formen: (100) $\infty P\infty$, (001) 0P, (101) $-P\infty$, (10$\bar{1}$) $P\infty$, (411) $-4P4$, (311) $-3P3$, (211) $-2P2$, (322) $-\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$, (111) $-P$, (355) $-P\frac{5}{3}$, (011) $P\infty$, (51$\bar{1}$) $5P5$, (41$\bar{1}$) $4P4$, (21$\bar{1}$) $2P2$, (11$\bar{1}$) P, (21$\bar{2}$) $P2$. Eine Analyse von Smithit von G. T. Prior führt zu der Formel $AgAsS_2$. Sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (100) $\infty P\infty$.

Trechmannit. Kleine, rote Kristalle auf Baumhauerit in dem Dolomit von Lengenbach.

Kristallsystem hexagonal-rhomboedrisch; $a : c = 1 : 0{,}6556$. In Bezug auf Farbe, Strich und Härte gleicht das Mineral dem Hutchinsonit und Smithit.

Die beobachteten Formen sind: o (111) = 0R (0001), r (100) = R (10$\bar{1}$1), x (21$\bar{2}$) = $-2R2$ (13$\bar{4}$1), z (31$\bar{3}$) = $-2R3$ (24$\bar{6}$1), a (1$\bar{1}$0) = $\infty P2$ (11$\bar{2}$0), b (2$\bar{1}\bar{1}$) = ∞R (10$\bar{1}$0), d (52$\bar{7}$) = $\infty P\frac{4}{3}$ (31$\bar{4}$0), f (32$\bar{5}$) = $\infty P\frac{8}{7}$ (71$\bar{8}$0).

Marrit. Ein dem Binnit sehr ähnlich aussehendes Mineral aus dem Dolomit von Lengenbach. Nur eine einzige Stufe mit 2—3 mm großen Kristallen dieses Minerals wurde bisher gefunden.

Kristallsystem monoklin; $a : b : c = 0{,}57634 : 1 : 0{,}47389$; $\beta = 88^\circ 45'$.

Die Kristalle haben den Habitus eines Würfels in Kombination mit Flächen von Pyramidenwürfeln und Achtundvierzigflächnern. Farbe bleigrau bis stahlblau, gewöhnlich bunt angelaufen. Starker Metallglanz; Strich schwarz, etwas ins Schokoladebraune; opak; Härte = 3, Bruch muschelig.

Folgende 40 Formen wurden beobachtet:

a = (100) ∞P∞, b = (010) ∞P∞, c = (001) 0P, −2h = (201) −2P∞, −h = (101) −P∞, +2h = (20$\bar{1}$) 2P∞, +h = (10$\bar{1}$) P∞, 7r = (170) ∞P7, 6r = (160) ∞P6, 5r = (150) ∞P5, 4r = (140) ∞P4, 3r = (130) ∞P3, 2r = (120) ∞P2, $\frac{3}{2}$r = (230) ∞P$\frac{3}{2}$, r = (110) ∞P, $\frac{3}{2}$s = (320) ∞P$\frac{3}{2}$, 2s = (210) ∞P2, $\frac{7}{2}$s = (720) ∞P$\frac{7}{2}$, $\frac{7}{2}$k = (072) $\frac{7}{2}$P∞, 3k = (031) 3P∞, $\frac{7}{3}$k = (073) $\frac{7}{3}$P∞, 2k = (021) 2P∞, k = (011) P∞, $\frac{2}{3}$k = (023) $\frac{2}{3}$P∞, $\frac{1}{2}$k = (012) $\frac{1}{2}$P∞, $\frac{1}{3}$k = (013) $\frac{1}{3}$P∞, $\frac{1}{5}$k = (015) $\frac{1}{5}$P∞, −2q = (121) −2P2, −p = (111) −P, −2t = (212) −P2, −2u = (211) −2P2, +3v = (13$\bar{1}$) 3P3, +2q = (12$\bar{1}$) 2P2, +p = (11$\bar{1}$) P, +2p = (11$\bar{2}$) $\frac{1}{2}$P, +2t = (21$\bar{2}$) P2, +2u = (21$\bar{1}$) 2P2, +z = (23$\bar{3}$) P$\frac{3}{2}$, +x = (22$\bar{3}$) $\frac{3}{2}$P, +y = (23$\bar{1}$) 3P$\frac{3}{2}$.

Lengenbachit, kommt in dünnen, blattförmigen Kristallen vor, die zuweilen wie Papier gerollt sind, parallel der größten Fläche ausgezeichnete Spaltbarkeit. Der größte Kristall ist 4 cm lang und 5 mm breit.

Genaue kristallographische Messungen waren nicht möglich, doch wird aus den Untersuchungen geschlossen, daß das Mineral im triklinen System kristallisiert.

Die Tafeln sind biegsam, aber nicht elastisch; spez. Gew. = 5,80; sehr weich, färbt auf Papier ab; Metallglanz, Farbe stahlgrau, oft bunt angelaufen; undurchsichtig; Strich schwarz, etwas ins Schokoladebraune.

Seiner chemischen Zusammensetzung nach ist das Mineral nach einer vorläufigen Untersuchung von Hutchinson ein Sulpharsenit von Blei mit geringen Mengen von Silber, Kupfer und Antimon.

Bowmanit. Rhomboedrisch; a : c = 1 : 1,1847. Beobachtete Formen: o (111) = 0R (0001), r (100) = R (10$\bar{1}$1), f ($\bar{1}$11) = −2R (02$\bar{2}$1). Tritt in rosettenförmigen Aggregaten auf, bestehend aus dünnen Täfelchen mit gekrümmter Oberfläche, aufgewachsen auf oder zwischen Kristallen von Dolomit von Lengenbach. Farbe honiggelb; lebhafter Glas- bis Fettglanz; Strich weiß; vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis; Härte $4\frac{1}{2}$; spez. Gew. 3,2; durchscheinend; optisch einachsig und positiv.

Die vorläufige chemische Untersuchung zeigte, daß ein Kalk-Tonerde-Phosphat vorliegt mit geringen Mengen von Eisen, Wasser und vielleicht Magnesia.

Nach Untersuchungen von Bowman scheint das Mineral pseudosymmetrisch und aus zweiachsigen Individuen aufgebaut zu sein.

Anhangsweise werden noch beschrieben:

Blende mit einem eigentümlichen, stark glänzenden, metallischen, bleigrauen Überzug, der, dem Lichte ausgesetzt, matt wird und in Gegenwart von Salzsäure schnell verschwindet. An diesen Kristallen wurden fünf neue Formen bestimmt:

$(6\bar{1}1) - \frac{606}{2}$, $(11.\bar{7}.7) - \frac{^{11}/_{7}O^{11}/_{7}}{2}$, $(7\bar{5}5) - \frac{^{7}/_{5}O^{7}/_{5}}{2}$, $(13.\bar{1}0.10) - \frac{^{13}/_{10}O^{13}/_{10}}{2}$,

$(5\bar{4}4) - \frac{^{5}/_{4}O^{5}/_{4}}{2}$; und

Seligmannit, in verhältnismäßig großen (2,5 × 2 × 1 mm), stark verzwillingten Kristallen, aufgewachsen auf Dufrénoysit und Baumhauerit.

K. Busz.

G. F. Herbert Smith: An improved form of Refractometer. (Min. Mag. **14**. p. 83—86. Mit 2 Textfig. London 1905.)

Das vom Verf. beschriebene Instrument ist im wesentlichen gleich dem von C. Leiss konstruierten und in der Zeitschr. f. Krist. **39**. p. 47—48 beschriebenen Refraktometer, dessen Existenz aber dem Verf. nicht bekannt zu sein scheint. Wie bei jenem Instrument so ist auch hier der Brechungsindex auf einer Skala abzulesen, die aber nicht so bequem eingerichtet ist als bei dem Leiss'schen Instrument; auch fehlt die Einrichtung zum Drehen der Glashalbkugel. Durch Anbringung einer Konvexlinse fast im Kontakt mit der Halbkugel wird eine scharfe Grenze des hellen und dunklen Gesichtsfeldes erzielt. Die Leistungsfähigkeit erstreckt sich, ungefähr ebenso wie bei dem Leiss'schen Instrument, auf die Brechungsindizes von 1,40—1,76.

K. Busz.

J. W. Evans: On some new forms of Quartz-wedge and their uses. (Min. Mag. **14**. p. 87—92. London 1905.)

Für die Bestimmung der Stärke der Doppelbrechung (oder des Index der relativen Verzögerung) empfiehlt Verf. in gewissen Fällen die Anwendung von Quarzkeilen mit größerem Winkel, als gewöhnlich im Gebrauch, bei denen das Maximum der Dicke 1—1½ mm und darüber beträgt, ferner auch einen doppelten Quarzkeil, der folgendermaßen eingerichtet ist. Er besteht aus zwei unmittelbar nebeneinander auf einem Objektträger befestigten Quarzkeilen, von denen der eine in der gewöhnlichen Weise hergestellt ist, so daß seine Längsrichtung parallell, die Schneide senkrecht zur Hauptachse orientiert ist, während bei dem anderen die Schneide der Hauptachse parallel ist. Die Hauptachsen der beiden stehen also senkrecht aufeinander, und da beide gleich geschliffen sind, zeigen sie bei gekreuzten Nicols dieselbe Folge von farbigen Bändern. Wird dieser Doppelkeil und eine doppeltbrechende Kristallplatte so in den Gang der Lichtstrahlen zwischen gekreuzten Nicols eingeschoben, daß Keil und Platte mit ihren Hauptschwingungsrichtungen zusammenfallen, letztere aber unter 45° gegen die Nicols gedreht sind, so wird einer der Keile ein schwarzes Band zeigen, das die Stelle der Kompensation angibt, während der andere an derselben Stelle Farben zeigt, die der erhöhten relativen Verzögerung entsprechen. Auch bei anderen Bestimmungen ist die Anwendung eines solchen Doppelkeiles bequemer, als die eines einfachen.

K. Busz.

F. Zambonini: Über die Drusenmineralien des Syenits der Gegend von Biella. (Zeitschr. f. Krist. **40**. 1905. p. 206—269. Mit 30 Abbild. auf 2 Taf.)

Verf. beschreibt die Mineralien aus den seltenen und mineralarmen Drusen im Syenit von Biella (Bogna und Balma) in Piemont. Vorausgeschickt wird eine kurze historische Übersicht über die bisherigen Arbeiten, die sich mit dem genannten Vorkommen beschäftigen. Für den Syenit hält Verf. Gastaldi gegenüber an dem eruptiven Ursprung fest Das Gestein bildet eine Ellipse im Gebiete der 3 Täler von Oropa, vom Cervo und Sessera. Seine Zusammensetzung und Struktur wechseln stark. Eigentümlich sind die zahlreichen sauren Ausscheidungen. Mit dem Syenit des Plauen'schen Grundes besteht große Ähnlichkeit, auch bezüglich der Drusenmineralien, doch sind die mannigfachen Ausscheidungen des sächsischen Gesteins basisch; auch ist letzteres von vielen Pegmatit- und Aplitgängen durchsetzt, die man bei Biella nicht kennt.

Die bis jetzt beobachteten Drusenmineralien im Bielleser Syenit sind die folgenden: 1. *Flußspat. 2. *Molybdänglanz, 3. Schwefelkies, 4. *Kupferkies, 5. *Buntkupfererz. 6. *Magnetkies, 7. Quarz. 8. Eisenglanz, 9. Limonit, 10. Magneteisen, 11. Kalkspat. 12. *Malachit, 13. Apatit, 14. *Epidot, 15. *Granat, 16. *Biotit, 17. *Muscovit, 18. *Chlorit, 19. *Pyroxen, 20. *Wollastonit, 21. Amphibol, 22. Titanit, 23. Orthoklas, 24. *Albit, 25. Oligoklas, 26. *Turmalin, 27. *Axinit, 28. *Prehnit, 29. *Chabasit, 30. *Desmin, 31. *Laumontit, 32. *Heulandit.

Zirkon ist nur u. d. M. als verbreiteter Bestandteil des Syenits erkannt worden; Ilmenit, z. T. am Rand in Titanit umgewandelt, findet sich fast nur in Dünnschliffen einzelner besonderer Ausscheidungen. Spinell von mikroskopischer Größe ist in Menge in gewissen Kontaktgesteinen. Von den oben genannten 32 Mineralien sind die 21 mit * bezeichneten bisher noch nicht von dort beschrieben worden. Die Reichlichkeit des Vorkommens ist sehr verschieden. Sehr häufig sind die Feldspate und der Amphibol, weniger der Titanit; Epidot, Prehnit, Turmalin und Schwefelkies sind noch ziemlich häufig; selten und sehr selten sind die anderen. Chlorit, Malachit, Buntkupfererz und Limonit sind stets Zersetzungsprodukte. Die meisten finden sich in verschiedenen Gesteinsvarietäten, andere nur in besonderen, z. B. Flußspat in gewissen sauren Ausscheidungen; Granat und Pyroxen in Kontaktbildungen. Das relative Alter der Drusenmineralien läßt sich wegen Kleinheit der Drusen etc. nicht sicher bestimmen.

Flußspat. Sehr selten in sauren Ausscheidungen mit vorwiegendem Quarz und wenig Epidot, Chlorit, Amphibol, Magneteisen und Titanit. Er bildet violette Körner und Kristalle (100) und (100).(111) mit unregelmäßig verteiltem Pigment.

Molybdänglanz. Sehr selten: kleine derbe Massen und unregelmäßige Kristallgruppen. G. = 4,73. Die Analyse ergab die Zahlen unter I, die Formel MoS_2 die unter II:

	I.	II.
Mo	59,35	59,95
S	40,28	40,04
	99,63	99,99

Er erfüllt Spalten und Zwischenräume wie eine rezente Bildung. Die seltenen deutlichen Kristalle zeigen nur (0001) und (10$\bar{1}$0). Die meist gekrümmten Plättchen finden sich nur an biotitreichen Stellen des Syenits.

Schwefelkies. Häufig und meist kristallisiert, sowie zu Limonit umgewandelt in den Drusen. Es sind Würfel, bis 10 mm Kantenlänge, seltener ziemlich große Kristalle (210).(111). Meist nur von Feldspat oder auch von Amphibol begleitet. Schwefelkies ist auch als einer der ältesten Bestandteile häufig im Gestein.

Kupferkies und Buntkupfererz. Kupferkies ist sehr untergeordnet; oberflächlich stets in Buntkupfererz umgewandelt.

Magnetkies. Nur in einem Stück als schmale Ader im Syenit. Er enthält wenig Ni und Cu und reduziert leicht Gold aus Goldchloridlösung.

Quarz. Im Gestein spärlich; in den Drusen sehr verbreitet. Kristalle bis zur Länge von einigen Dezimetern; farblos bis fast schwarz. Die hellen zeigen meist nur die einfachsten Kombinationen, die rauchgrauen sind komplizierter, namentlich durch zahlreiche Rhomboeder. Die durch gute Messungen sicher bestimmten Formen sind die folgenden:

(10$\bar{1}$0), (10$\bar{1}$1), (20$\bar{2}$3), (50$\bar{5}$3), (30$\bar{3}$1), (40$\bar{4}$1),
(60$\bar{6}$1), (70$\bar{7}$1), (10 . 0 . $\bar{1}$0 . 1), (16 . 0 . $\bar{1}$6 . 1), (01$\bar{1}$1), (05$\bar{5}$3),
(03$\bar{3}$1), (04$\bar{4}$1), (0 . 13 . $\bar{1}$3 . 1), (0 . 10 . $\bar{1}$0 . 1), (0 . 17 . $\bar{1}$7 . 1), (2$\bar{1}\bar{1}$1),
(11$\bar{2}$1), (51$\bar{6}$1), (61$\bar{5}$1), (41$\bar{5}$1), (41$\bar{3}$1).

Die zur Bestimmung der einzelnen Formen gemessenen Winkel werden mitgeteilt. Einfache Kristalle sind sehr selten, meist Dauphinéer Zwillinge, teils rechter, teils linker Individuen.

Eisenglanz. Bildet dünne rote Plättchen im Orthoklas und Amphibol oder auf Drusenräumen ebensolche Überzüge.

Limonit. Verwitterungsprodukt von Amphibol und besonders von Pyrit, nach dem er oft Pseudomorphosen bildet.

Magneteisen. Findet sich als Einschluß in Amphibolkristallen, aber selten aufgewachsen; so Oktaeder auf Drusen mit Kalkspat, Chabasit und Heulandit; titanhaltig; oder auch in Granatoedern mit verändertem Epidot und weißem Heulandit, in oder auf diesem. In Kalkspatpartien sind meist oktaedrische Kristalle neben Turmalin, Titanit, Pyrit, Quarz etc. ziemlich häufig.

Kalkspat. Ist ziemlich häufig in kristallinischen Partien oder großen, trüben, gelblichweißen Spaltungsrhomboedern. Er ist sehr reich an Einschlüssen verschiedener Mineralien. Kristalle sind selten, besonders große Skalenoeder R3 (21$\bar{3}$1) (20$\bar{1}$). An manchen Stücken ausgezeichnete Trennungsflächen nach der Basis. Kurzprismatische kleine Kriställchen: 3R (30$\bar{3}$1) (2$\bar{1}\bar{1}$) . 0R (0001) (111) oder daneben noch $-\frac{1}{2}$R (01$\bar{1}$2) (110)

auf Drusen im Biotitsyenit mit Quarz, Chlorit, Molybdänglanz und zuweilen etwas Prehnit. Selten undurchsichtige gelbliche Kriställchen von rhomboedrischem Habitus: herrschend — 2R (02$\bar{2}$1) (11$\bar{1}$) mit ∞P2 (11$\bar{2}$0) (10$\bar{1}$) oder mit — $\frac{2}{7}$R4 (35$\bar{8}$7) (63$\bar{2}$). Besonders verbreitet ist das Mineral in den dunkeln feinkörnigen pyrit- oder magnetitreichen Gesteinen, Skalenoeder R3 (21$\bar{3}$1) (2$\bar{1}$1) oder dieses mit — $\frac{1}{2}$R (01$\bar{1}$2) (110).

Malachit. Selten als Verwitterungsprodukt kupferhaltiger Kiese in ausgedehnten Überzügen und kristallinischen Partien auf Drusen mit solchen Kiesen.

Apatit. Schöne, durchsichtige, fast farblose Kristalle von 1—11 mm Länge. Beobachtet wurden die Formen:

c = 0P (0001), m = ∞P (10$\bar{1}$0), a = ∞P2 (11$\bar{2}$0), h = ∞P$\frac{3}{2}$ (12$\bar{3}$0),
x = P (10$\bar{1}$1), y = 2P (20$\bar{2}$1), π = 4P (40$\bar{4}$1), r = $\frac{1}{2}$P (10$\bar{1}$2),
f = $\frac{1}{4}$P (10$\bar{1}$4), s = 2P2 (11$\bar{2}$1), n = 3P$\frac{3}{4}$ (31$\bar{4}$1).

Von diesen Formen ist f neu. Zahlreiche Kombinationen, am häufigsten: cmyxr; sodann ebenfalls häufig: cmyxrs. Die anderen: cm, cmayxr, cmyxrf, cmahyxr, cmπxrsn, cmahyxrs sind selten. Bei allen herrschen das Prisma ∞P (10$\bar{1}$0) und am Ende die Basis auf x oder r sind zuweilen groß. h zeigt die richtige hemiedrische Verteilung.

10$\bar{1}$0 : 12$\bar{3}$0	= 19°11′	(gem.),	19°06′ (ber.)
10$\bar{1}$0 : 11$\bar{2}$0	= 30 01	„	30 00 „
11$\bar{2}$0 : 12$\bar{3}$0	= 10 48	„	10 54 „
10$\bar{1}$0 : 10$\bar{1}$4	= 78 16	„	78 03 50″ „

Die Verteilung der Pyramidenflächen ist meist ganz unregelmäßig. Aus den Winkeln mx und cx, an allen Kristallen sehr konstant: 0001 : 10$\bar{1}$1 = 40°13′, 10$\bar{1}$0 : 10$\bar{1}$1 = 49°47′ folgt das Achsenverhältnis a : c = 1 : 0,73228. Eine Winkeltabelle zeigt sehr gute Übereinstimmung der gemessenen und berechneten Werte. Diese Zahlen lassen vermuten, daß man es mit einem Fluorapatit mit kleinem Chlorgehalt zu tun hat. Der hier vorliegende ist identisch mit den Apatiten von Jumillo und vom Albanergebirge (letzterer vom Verf. untersucht) und sehr nahe identisch mit dem von Kirjäbinsk. Ein Prisma hat ergeben:

$$\omega_{Na} = 1{,}63821, \quad \varepsilon_{Na} = 1{,}63446,$$

nahe wie beim Apatit von Jumillo. Im Spektrometer Spuren von Cermetallen (Praseodym). In den Drusen sitzt der Apatit auf Oligoklaskriställchen mit etwas Turmalin, Epidot und Amphibol. Auch im Gestein ist Apatit reichlich in verhältnismäßig großen Kristallen.

Epidot. Ziemlich häufig als feine Nädelchen, zuweilen auch große Kristallbüschel in Drusen, sowie in kleinen Adern im Gestein; stets eine der jüngsten Bildungen. Keine regelmäßigen Flächen. Die Farbe schwankt zwischen hellgelblich und dunkelgrün. Verwitterungsprodukt von Orthoklas und Chlorit. Zuweilen von Zeolithen, besonders Laumontit, begleitet, auch mit Titanit, Chlorit, Amphibol und Flußspat etc. An dunkelgrünem Epidot wurde beobachtet: a = gelblich, b = bräunlich, c = grünlich, ähnlich wie bei den Kristallen von der Knappenwand. Eine Analyse ergab:

36,91 SiO_2, 22,39 Al_2O_3, 15,06 Fe_2O_3, 0,70 MnO, 22,84 CaO, 0,41 MgO, Spur FeO, 2,13 H_2O; Sa. 100,44.

Granat. Meist nur ∞O (110), selten 202 (211) und ∞O3 (310). 110 : 310 = 26° ca. (26° 34′ ger.). An einem Kristall auch O (111) und $\frac{5}{3}O\frac{5}{3}$ (532), letztere Form neu. 110 : 532 = 23° 20′ (gem.), 23° 25′ (ger.). Starke anomale Doppelbrechung, entsprechend der Dodekaederstruktur C. Klein's. Farbe hellgrün, dunkelrot und gelblich mit allen Zwischenstufen. Im ganzen sehr selten. Bildet zuweilen kleine kristallinische Massen mit anderen Mineralien zusammen. Stets viel Quarz eingewachsen.

Biotit. Sehr selten in den Drusen; braun oder grünlich. Spaltungsplättchen deutlich dichroitisch, dunkel- und sehr hellbraun. Kleiner Achsenwinkel, $\varrho > v$. Geht z. T. in eine chloritische Substanz über.

Muscovit. Noch seltener. Silberweiße bis bräunliche Plättchen auf Feldspat.

Chlorit. Ziemlich häufig, meist durch Verwitterung von Amphibol entstanden, im Gestein zuweilen Pseudomorphosen. Manchmal auch aus Biotit hervorgegangen. Primärer Chlorit viel seltener in Form zierlicher Täfelchen und kleiner Büschel von isolierten Lamellen. Achsenwinkel meist groß. Stets eine der jüngsten Bildungen.

Pyroxen. Eines der seltensten Mineralien, nur in den kleinen Granatfelsmassen etwas häufiger. Beobachtete Formen: (100), (010), (110) und (001). Farbe schmutzig hellgrau, undurchsichtig. Auslöschungsschiefe auf (010) 37—39°. In einer pyritreichen Partie des Gesteins fand sich ein dunkelgrünes Kriställchen mit den Flächen (100), (310), (110) und (010).

Wollastonit. Nur im Granatfels. Weiße, faserige Plättchen mit deutlicher Spaltbarkeit nach zwei Richtungen unter 95° 30′. Optische Achsenebene // (010); 2E = 71° ca. (rotes Glas). Mit HCl gelatinierend.

Amphibol. Als Drusenmineral ziemlich häufig, aber selten in deutlichen, stets kleinen Kristallen. Beobachtete Formen:

a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), c = 0P (001), m = ∞P (110), ϑ = ∞P$\frac{4}{3}$ (430), n = ∞P3 (310), e = ∞P3 (130), z = 2P∞ (021), w = 2P∞ ($\bar{2}$01), r = P ($\bar{1}$11), i = 3P3 ($\bar{1}$31), B = $\frac{3}{2}$P3 ($\bar{1}$32).

Letztere neu. Kombinationen: bmr, mrt, bmri, abmz, amer, abmdw, abmwtr, bmetri, bemzri, amnezrB, abmntri.

B ist bestimmt aus den Winkeln:

021 : $\bar{1}$32 = 15° 14′ (gem.), 15° 08′ 03″ (ger.)
110 : $\bar{1}$32 = 79 38 „ 79 45 12 „

Wenige Kristalle sind gut meßbar; es ergab sich:

	gem.	ger.		gem.	ger.
110 : 1$\bar{1}$0	55° 32′ 36″	55° 32′ 38″	$\bar{1}$11 : $\bar{1}\bar{1}$1	31° 33′ 15″	31° 33′ 22″
010 : 110	62 13 30	62 13 41	010 : $\bar{1}$11	74 13 20	74 13 19
$\bar{1}$10 : $\bar{1}$11	68 37 30	68 33 07	010 : $\bar{1}$31	49 44	49 42 46
110 : 1$\bar{1}\bar{1}$	83 33 15	83 33 10	$\bar{2}$01 : $\bar{1}$11	28 30	28 33 22

Hieraus das Achsenverhältnis:

a : b : c = 0,54501 : 1 : 0,29439; β = 75° 04′ 13″,

abweichend von dem aller anderen Amphibole. Farbe grünschwarz mit kräftigem Dichroismus: a = hellgelblichgrün, b = hellgrün, c = blaugrün. Auslöschungsschiefe auf (010) bis 36°, ja bis 39°; also außergewöhnlich groß. Analysiert wurden dunkelgrüne Drusenkristalle, fast frei von eingeschlossenem Magneteisen.

51,32 SiO_2, 0,84 TiO_2, 6,11 Al_2O_3, 3,28 Fe_2O_3, 7,39 FeO, Spur MnO, 13,59 CaO, 16,17 MgO, 0,36 K_2O, 0,91 Na_2O, 0,30 H_2O (direkt bestimmt); Sa. 100,27, woraus folgende Formel berechnet werden kann:

$$5\,Mg_2Al_4Si_2O_{12} + 3\,FeFe_2Si_4O_{12} + 2(Na_2, K_2, H_2)_4Si_4O_{12} + 32(Mg, Ca)_4Si_4O_{12} + 5\,Fe_4Si_4O_{12}.$$

Der Amphibol verändert sich leicht in eine glanzlose zerbrechliche Masse von verschiedener Zusammensetzung.

Titanit. Enthält 2,30 % Yttrium- und Ceroxyde und bildet z. T. gut ausgebildete Kristalle. An diesen wurden beobachtet (Aufstellung von Des Cloizeaux):

c (y) = 0P (001), a (P) = $\infty\breve{P}\infty$ (100), m (r) = ∞P (110),
S = $-\frac{2}{5}\breve{P}\infty$ (205), x = $-\frac{1}{2}\breve{P}\infty$ (102), v = $\breve{P}\infty$ ($\bar{1}$01),
n = −P (111), t = P ($\bar{1}$11), w = 2P ($\bar{2}$21),
l = $\frac{1}{2}$P ($\bar{1}$12).

Diese geben folgende Kombinationen: nx, can, caxw, camn, camnl, camxn, camSn, camntl, camxnl, camvnwl. Darunter ist am häufigsten: can, sodann caxw; alle anderen sind sehr selten.

Die Kristallisation stimmt mit der des Titanits vom Plauenschen Grund und von Asheda vollkommen überein. Verf. fand fast keine Zwillinge, weder im Gestein noch in den Drusen. Die häufigsten, undurchsichtigen, braunen Kristalle geben ein Achsensystem (I), das von dem der durchsichtigen roten und gelben (II) etwas abweicht, und zwar:

I. a : b : c = 0,74620 : 1 : 0,84667; β = 60° 12′
II. = 0,74605 : 1 : 0,85085; β = 60 11 30″.

Spaltbar ziemlich deutlich nach (111); zuweilen Absonderung nach (221). Größe bis zu 20 mm, meist 3—4 mm.

Die undurchsichtigen Körner werden im Schliff hellgrünlichgelb und sind stark pleochroitisch: a = hellgelblich, b = grünlichgelb, c = rötlichgelb. Ein gelber Drusenkristall war nicht pleochroitisch, ein weinroter zeigte: a = gelblich, b = rötlichgelb.

Die + 1. Mittellinie macht mit Achse c 57°, wie bei Brögger; sie ist sehr nahe ⊥ (102), mit der Farbe etwas wechselnd, und zwar ist:

Weingelber Kristall	Weinroter Kristall
c : c = 5° 22′	6° 30′ (rotes Glas)
= 5 30	6 45 (Na-Licht)
	7 10 (blaues Glas).

Ferner:

Hellgelber Kristall	Weinroter Kristall
2E = 57° 20′	60° 10′ (rotes Glas)
= 55 31	58 10 (Na-Licht)
= 39 0	39 0 (blaues Glas).

Spez. Gew.: Dunkelkastanienbrauner, durchsichtiger Kristall = 3,55, Körner = 3,60.

Eine Analyse der körnigen Varietät ergab:

30,89 SiO_2, 30,58 TiO_2, 5,77 Fe_2O_3, Spur FeO,
2,81 Al_2O_3, 3,07 $(Y, Ce)_2O_3$, 0,40 MnO, 26,09 CaO,
0,25 MgO, 0,86 H_2O; Sa. 100,72,

ähnlich wie beim Titanit des Plauenschen Grundes. Die Zahlen stimmen nicht mit der Formel Groth's, sondern eher mit der Blomstrand's. Ein Zusammenhang zwischen optischem Achsenwinkel und Zusammensetzung (Eisengehalt) läßt sich nicht feststellen.

Der Titanit ist in Drusen und im Gestein sehr häufig und gehört in letzterem mit zu den ältesten Bestandteilen.

Orthoklas. Die Kristalle, Größe bis 3 cm, zeigen die Formen:

a (k) = $\infty P\infty$ (100), b (M) = $\infty P\infty$ (010), c (P) = 0P (001),
m (Tl) = ∞P (110), z = $\infty P3$ (130), x = $P\infty$ ($\bar{1}01$),
y = $2P\infty$ ($\bar{2}01$), n = $2P\infty$ (021), o = P ($\bar{1}11$).

Kombinationen: PMTlyx, PMTlyxo, PMTlyxon, PMkTlzyo, PMkTlyxo, PMkTlyxoz. Habitus sehr wechselnd. Zwillinge nur nach dem Karlsbader Gesetz. Zu genauen Messungen wenig geeignet. Optisch wie gewöhnlich. Eine Analyse ergab:

64,61 SiO_2, Spur P_2O_5, 18,75 Al_2O_3 (mit Spur Fe_2O_3), 0,83 CaO, Spur MgO, 14,46 K_2O, 0,81 Na_2O; Sa. 99,46.

Der Orthoklas ist eines der ältesten Drusenmineralien und als solches seltener als der Oligoklas, mit dem er zuweilen in der gewöhnlichen Weise parallel verwachsen ist.

Albit. Formen der sparsamen Kriställchen, die alle nach dem Albitgesetz verzwillingt sind:

M = $\infty P\breve{\infty}$ (010), P = 0P (001), l = $\infty P'$, (110),
T = $\infty,'P$ ($1\bar{1}0$), y = 2,P,$\breve{\infty}$ ($\bar{2}01$), x = ,P,∞ ($\bar{1}01$),
r = $\frac{4}{3}$,P,$\breve{\infty}$ ($\bar{4}03$), p = ,P ($\bar{1}11$).

G. = 2,593 und 2,592 an zwei Proben. Mittel = 2,59. Ein Schnitt // (010) gab $A_M = +18°$.

Oligoklas. Weit häufiger als Albit und von ihm äußerlich kaum zu unterscheiden. Größe bis 25 mm. Beobachtete Formen:

M = $\infty P\breve{\infty}$ (010), P = 0P (001), b = $\infty P'$, (110), M = $\infty,'P$ ($\bar{1}10$),
f = $\infty P,'\breve{3}$ (130), z = $\infty',P\breve{3}$ ($\bar{1}30$), y = 2,P,$\breve{\infty}$ ($\bar{2}01$), x = ,P,$\breve{\infty}$($\bar{1}01$),
r = $\frac{4}{3}$,P,$\breve{\infty}$ ($\bar{4}03$), p = ,P ($\bar{1}11$), o = P, ($\bar{1}\bar{1}1$), g = 2,P ($\bar{2}21$),
u = 2P, ($\bar{2}\bar{2}1$), e = 2,P'$\breve{\infty}$ (021), n = 2,P'$\breve{\infty}$ ($0\bar{2}1$).

Der Habitus ist wechselnd, doch meist tafelig nach (010). Selten einfach, meist Albitzwillinge oder -drillinge; auch die Roctourné-Ausbildung nicht selten, sowie Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Genaue Messung selten möglich, doch zeigen einzelne Winkelwerte, daß dieser Oligoklas mit dem vom Vesuv (nach G. vom Rath) beinahe genau

übereinstimmt. Auch chemisch ist die Ähnlichkeit sehr groß. Schliffe nach (010) oft Zonarstruktur; $A_M = +13^0$ (Randzone), $= 8^0\,30'$ (Mitte). Die Mitte ist also basischer als der Rand. Ein Schliff nach der Basis gab $A_p = +3^0$. Diese Zahlen entsprechen dem Oligoklas-Albit und dem eigentlichen Oligoklas, die zonar verwachsen sind. G. = 2,62 (kleiner, als die TSCHERMAK'sche Rechnung verlangt). Auch die chemische Zusammensetzung nach der Analyse von COSSA (I) führt auf Oligoklas-Albit, II gibt das Mittel aus zwei Analysen von C. MONTEMARTINI und III entspricht der Formel $Ab_7 An_3$.

	I.	II.	III.
SiO_2	66,02	63,51	63,96
P_2O_5	Spur	—	—
Al_2O_3	20,97	22,40	22,93
CaO	3,91	3,38	3,68
MgO	—	0,08	—
Na_2O	7,89	8,66	9,43
K_2O	0,63	1,24	—
Glühverlust . . .	—	0,48	—
	99,42	99,75	100,00

Auch im Gestein findet sich Oligoklas und überwiegt sogar zuweilen. In den Drusen lassen sich zuweilen zwei Generationen unterscheiden.

Turmalin. Schwarze, glänzende, undurchsichtige, bis 30 mm lange Kristalle, rötliche nadelförmige Kriställchen und kleine kristallinische Massen.

Schwarze Kristalle, stets einseitig begrenzt von:

$l = +\frac{\infty R}{2}$ $(10\bar{1}0)$ $(\bar{2}11)$, $l' = -\frac{\infty R}{2}$ $(01\bar{1}0)$ $(2\bar{1}\bar{1})$, $s = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$ $(10\bar{1})$,

$\sigma = \frac{\infty P\frac{3}{2}}{2}$ $(21\bar{3}0)$ $(41\bar{5})$, $R = \frac{R}{2}$ $(10\bar{1}1)$ (100), $o = \frac{-2R}{2}$ $(02\bar{2}1)$ $(11\bar{1})$,

und zwar in den Kombinationen: lR, $ls R$, $lsRo$, $ls\sigma Ro$, $ll's\sigma Ro$. Genaue Messungen unmöglich. $R/R = 46^0\,43'$—$47^0\,40'$, am genauesten noch $= 47^0\,17'\,30''$. Außerdem ist $o/o = 1\bar{1}1 : 11\bar{1} = 77^0\,32'$ gemessen. Zuweilen große, gut meßbare Flächen vizinal zu ∞R, z. B. $(10.\bar{1}.1) = (9.2.\bar{1}\bar{1}.10)$ und $(32.\bar{1}.\bar{1}) = (11.0.\bar{1}\bar{1}.10)$.

Die feinen schwarzen Nädelchen, die in den kristallinischen kleinen Massen filzartig verwebt sind, zeigen z. T. o = dunkelblau, e = hellrötlichbraun und bei feinen rötlichbraunen Nädelchen ist o = dunkelbraun, e = hellölgrün. Der Turmalin ist im Syenit von Biella ziemlich häufig und meist das Resultat pneumatolytischer Prozesse; ein Teil, der den Axinit begleitet, scheint jedoch aus Lösungen abgesetzt zu sein.

Axinit. Sehr selten, und zwar z. T. aus Lösungen, z. T. pneumatolytisch gebildet.

Der aus Lösungen gebildete Axinit bildet kleine Drusen, in denen die hellbraunen, durchsichtigen Kriställchen (selten über 1 mm) auf Quarz oder Turmalin sitzen. Altersfolge: Quarz—Turmalin—Axinit. Beobachtete Formen:

$c = 0P$ (001), $M = \infty P,'$ (110), $u = P'$ (111), $r = 'P$ $(1\bar{1}1)$, $l = \frac{1}{2}P'$ (112), $s = 'P'\bar{\infty}$ (101), $x = 2'P'\bar{\infty}$ (201), $Y = 2,P,\bar{\infty}$ $(\bar{2}01)$.

Gemessen konnte nur werden:

	gem.	ger. nach G. vom Rath
$201 : 111 =$	30° 24′	30° 33′
$111 : 1\bar{1}1 =$	64 30	64 22
$111 : 11\bar{2} =$	15 40	15 34

Habitus ähnlich denen vom Onega-See. Pleochroismus deutlich: $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ = dunkelviolettblau, $\mathfrak{c}$ = zimtbraun.

Die pneumatolytisch gebildeten Kristalle sind bis 5 mm groß, dunkelbraun und bald ganz durchsichtig, bald undurchsichtig. Begleiter: schwarzer Quarz, Titanit und Heulandit; Turmalin, wenn vorhanden, älter, Prehnit und Heulandit jünger. Die beobachteten Formen sind:

$c = 0P$ (001), $m = \infty,'P$ $(1\bar{1}0)$, $s = 'P'\bar{\infty}$ (101), $x = 2'P'\infty$ (201), $u = P'$ (111), $l = \frac{1}{2}P'$ (112), $h = \frac{1}{3}P'$ (113), $r = 'P$ $(1\bar{1}1)$, $\pi = \frac{1}{2}'P$ $(1\bar{1}2)$ und $\frac{5}{5}'P$ $(8\bar{8}5)$ (neu).

$$001 : 8\bar{8}5 = 85° 7′ \ (58° 12′ \text{ ger.}).$$

Der Dichroismus ist dem der anderen Axinitkristalle gleich, nur deutlicher.

Prehnit. Sehr häufig und stets sehr junge Bildung aus Lösungen in quarzreichen Partien des Syenits. ∞P (110), 0P (001), $\infty P\bar{\infty}$ (010). Häufig nach 0P tafelig. Optische Axenebene // (010) mit großem Achsenwinkel. Die bekannten optischen Anomalien auf 0P. Die Analyse der meist hellgrünen Kristalle gab, in sehr naher Übereinstimmung mit der Formel: $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$, die Zahlen:

43,23 SiO_2, 24,27 Al_2O_3, 1,76 Fe_2O_3, 26,93 CaO, 0,13 MgO, 4,21 H_2O; Sa. 100,53.

Chabasit. Nur R $(10\bar{1}1)$ (100). Bis 4 mm groß. Gelblich, auch bis farblos. Keine optischen Anomalien. Die Analyse gelblicher Kristalle ergab die Zahlen unter I mit besonders hohem SiO_2-Gehalt:

	I.	II.	III.
SiO_2	50,69	50,60	49,95
Al_2O_3	18,42	18,61	18,37
Fe_2O_3	0,35	—	—
CaO	10,05	10,22	10,08
$(Na, K)_2O$	0,71	—	—
H_2O	20,57	20,57	21,60
	100,79	100,00	100,00

Dies entspricht der Formel: $69SiO_2 . 15Al_2O_3 . 15CaO . 94H_2O$, was die Zahlen unter II ergibt. Die Mischungsformel von Streng trifft nicht zu. Das Verhältnis:

$$10(CaAl_2Si_6O_{16} . 8H_2O) + 5(CaAl_2Si_2O_8 . 4H_2O)$$

würde die Werte unter III ergeben. Der Chabasit ist nicht besonders häufig und stets die jüngste Bildung.

Desmin. Ist sehr selten. Unvollkommen begrenzte, nach (010) tafelige Kristalle, an denen 010 : 110 = 60° ca. (59° 25′ ber.). Vollkommen durchsichtig und farblos. Auslöschungsschiefe auf (010) = 7° 40′ gegen Kante [010 : 110].

Laumontit. Bildet bis 10 mm lange, nach Achse c verlängerte Kristalle, weiß, wenig durchsichtig, und glänzend, wenn frisch. Kombination: ∞P (110) . P∞ ($\bar{1}$01).

110 : 10$\bar{1}$ = 66° 30′ (66° 30′ ger.)
110 : 1$\bar{1}$0 = 93 40 (93 44 „).

Auf (110) Auslöschungsschiefe 10° gegen Prismenkante. Optische Achsenebene // (010). 2E = 51° 54′ (rotes Glas) und = 56° (blaues Glas). Ziemlich selten.

Heulandit. Selten, die Kristalle bis 10 mm, farblos mit wechselndem Glanz. Begrenzung: c = 0P (001), m = ∞P (110), t = —P∞ (101), s = P∞ ($\bar{1}$01). Kombinationen: c t s und c t s m. Habitus verschieden, meist nach (010) tafelig. Spaltungsplättchen zeigten oft keine deutliche Sektorenteilung. Bx_o : c = + 52° ca. 2E = 31° 20′—35° (Na-Licht). An anderen Plättchen ist die Sektorenbildung deutlich und der Achsenwinkel in verschiedenen Schichten sehr verschieden: 48° 30′, 35°, 37° 45′ für weißes Licht. Wieder andere, Begleiter des Chabasits, zeigten niemals Felderteilung, jedoch gleichfalls stark schwankende Achsenwinkel: 2E = 43° 20′, 37° 45′, 32° 30′ (Na-Licht). Weiße, undurchsichtige Kristalle, begleitet von zersetztem Epidot und Magneteisen, von konzentrierter HCl auch in der Wärme nur schwer zersetzbar, ergaben bei der Analyse, bei der auf Alkalien nicht geprüft wurde, die Zahlen unter I:

	I.	II.
SiO_2	52,62	52,25
Al_2O_3 (Spur Fe_2O_3) .	19,36	19,65
CaO	11,21	10,78
MgO	Spur	—
H_2O	17,74	17,32
	100,93	100,00

Aus der Analyse berechnet Verf. die Formel: $Ca_2Al_4Si_9O_{26} . 10H_2O$, welche die Zahlen unter II liefert. Der Heulandit ist viel älter als alle anderen Zeolithe im Syenit von Biella. **Max Bauer.**

Geologie.

Allgemeines.

L. Milch: Goethe und die Geologie. (Stunden mit Goethe 2. Heft 2. 1906. 102—127.)

In einem warm empfundenen Aufsatze schildert Verf., was Goethe der Geologie, mit welcher er sich in seinen Mußestunden beschäftigte, verdankt, und wie er die daraus empfangenen Anregungen dichterisch bei dieser oder jener Gelegenheit verwertete. Goethe war und blieb ein Anhänger Werner's und ein Gegner der Vulkanisten, die ihm wie Poltergeister in der geordneten Natur erschienen. Wenn er auch die vulkanische Natur des Basaltes zugibt, so sucht er doch auch am Kammerbühl nach lokalen Ursachen. Die Blockbildung der Luisenburg erklärt er richtig, ebenso vorgreifend die Herkunft und den Transport der erratischen Geschiebe am Genfer See. Aber im ganzen bleibt Goethe der Geologie doch fern. Meiner Meinung nach geht auch aus diesen Ausführungen hervor, daß er sich damit ebensoviel beschäftigte, wie es seine kosmopolitisch-allwissenschaftliche Geistesrichtung etwa verlangte, als geistreicher Dilettant, der mit offenem Blick an brennenden Fragen seiner Epoche nicht vorübergehen konnte. Augenscheinlich wird etwas zuviel in die Goethe'schen Aussprüche hineingedeutet; sie sind vielfach so vieldeutig, daß sie auf alles mögliche passen, und dies gilt von allen naturwissenschaftlichen spez. morphologischen Arbeiten des Dichters. Dieser Milch'sche Aufsatz ist angenehm zu lesen, steht aber augenscheinlich ein wenig unter dem Wunsche, in Goethe den Geologen zu suchen. Auffallen muß, daß dann der Abhandlung über den Serapis-Tempel bei Pozzuoli nicht gedacht worden ist. **Deecke.**

E. Suess: Farewell Lecture (by Prof. E. Suess on resigning his professorship). (Journ. of Geology. **12**. 264—275. 1904 [übersetzt aus Mitt. pal. u. geol. Inst. Wien. **1**. 1902.]).

Suess wirft einen Rückblick auf die Fortschritte der Paläontologie und der Tektonik seit Beginn seiner Vorlesungstätigkeit. Letztere begann

zwei Jahre vor Darwin's epochemachendem Werk über die Entstehung der Arten. Seitdem ist die Paläontologie außerordentlich gewachsen, aber die ausgedehnteste Kenntnis einer großen Reihe vergangener Faunen würde auf Darwin's gewaltigen Geist kaum den Eindruck gemacht haben, wie etwa jene kleinen Variationen von *Valvata* oder *Paludina*. Im übrigen hat man erkannt, daß trotz der allmählichen Entwicklung doch auch von Zeit zu Zeit Katastrophen eingetreten sind; und in der Tat muß in einer zoologischen Provinz, wo fleischfressende Tiere auf pflanzenfressende Tiere, diese auf Pflanzen, wo Insektenfresser auf winzige Insekten, Lepidopteren auf Honig angewiesen sind, die durch geringe Änderung der Lebensbedingungen bewirkte Störung eines einzigen Gliedes dieser Einheit das Gleichgewicht des Ganzen erschüttern. Und so findet man gleichzeitig, daß die Änderungen äußerer Bedingungen von größerem Einfluß auf die Entwicklung ist als der „Kampf ums Dasein".

Die stratigraphische Forschung fand, daß gewisse Meeresabsätze des Alpengebietes der böhmischen Masse fehlten und daß diese Unterbrechung der Ablagerung bis in die mittlere Kreide hinaufreicht. Derartige Beobachtungen hat man in vielen anderen Gebieten ebenfalls gemacht, und es ist an die Stelle von Lyell's Theorie der Kontinentaloszillationen mehr und mehr die Vorstellung von Meerestransgressionen infolge von Gestalts- oder Größenänderung der Meeresräume getreten.

Die mesozoischen Absätze der Alpen kontrastieren gegen diejenigen Württembergs und Frankens ganz beträchtlich, während sie sich ostwärts bis zum Sunda-Archipel ausdehnen; seit der mittleren Tertiärzeit aber änderte die Tethys-See, die das nördliche Angaraland vom südlichen Gondwanaland trennte, erheblich Gestalt und Größe, so sonderte sich z. B. zunächst die Donauebene ab, während das Ägäische Meer hinzutrat. Die Kenntnis der Meere hat sich in den letzten zehn Jahren sehr vertieft. Wir sehen außer dem Hoangho und dem Yangtsekiang keinen einzigen größeren Fluß in den Stillen Ozean münden, sehen die diesen umrahmenden Kettengebirge gleichsam nach ihm hinbewegt erscheinen, diejenigen des Atlandischen aber landeinwärts und können zeigen, daß der Pazifik älter als der Indische, dieser älter als der Atlantische Ozean ist.

Das Archäikum zeigt sich überall gefaltet, nur setzt sich diese Faltung an verschiedenen Orten verschieden weit in jüngere Schichten fort. An die alten Stauchungen im Gneis der Hebriden reihen sich südwärts sukzessive jüngere Faltengebirge an. Der Altai als jüngeres Faltungszentrum setzt sich ostwärts bis Kamtschatka und Japan fort, südlich reihen sich die Bogen des Himalaya und des Iran an, westlich setzt sich die Faltung über den Balkan in die Karpathen und Alpen fort, während ein älteres Zentrum Falten westwärts über Mähren in die variszische Kette bis nach Irland und vielleicht über Neufundland in das apalachische Gebirge hindrängt, das sich seinerseits nach neueren Forschungen vielleicht in den Washita Mountains fortsetzt.

Frühere Klimaverteilungen erkennen wir als außerordentlich verschieden von heute. So würde die Identifizierung permischer Floren von

Afrika und Indien, Australien und Argentinien eine sichere Abgrenzung von Gondwanaland nicht gestatten, da eine gleiche Flora weit nördlich bei Perm aufgefunden wurde. Die Culm-Flora findet sich in Europa wie in Australien, und in den Basaltlaven Westgrönlands sind cretaceische und tertiäre Schichten eingeschlossen, deren Farne und Laubhölzer auf ein vom heutigen ganz abweichendes Klima hinweisen. **Johnsen.**

J. C. Russell: Physiographic problems of today. (Journ. of Geology. **12**. 524—550. 1904.)

Fragt man sich, auf welchen Wegen die Kenntnis von der Erdoberfläche fortschreiten wird, so kommt besonders der Umstand in Betracht, daß die Physiographie eine der jüngeren Wissenschaften ist.

Man kann primäre (I) und sekundäre (II) physiographische Erscheinungen unterscheiden. Die Entstehung von (I) geht den durch äußere Agentien bewirkten Modifikationen der Lithosphäre (II) vorher. Als „ideale Typen" von (I) können gelten: 1. topographische Formen, resultierend aus der Kontraktion infolge Abkühlung; 2. Oberflächenänderungen infolge von Magmaintrusionen in die äußere Erdkruste; 3. Effekte vulkanischer Eruptionen. Die wichtigsten Idealmodelle des künftigen physiographischen Museums würden darstellen: kontinentale Plattformen, ozeanische Bassins, Faltengebirge, Rumpfgebirge, Intrusionsformen, vulkanische Kegel, Lavadecken etc. Sekundäre Erscheinungen (II) sind z. B. Inseln, Gletscher. Gegenüber (I) geht die Arbeit des Physiographen Hand in Hand mit der des Geologen, in (II) aber spielt das Leben eine Hauptrolle, speziell die Beziehung zwischen Mensch und Natur. Es handelt sich 1. um den Einfluß physiographischer Erscheinungen auf die Verbreitung und Lebensweise von Pflanzen und Tieren, 2. um die Reaktion des Lebens auf jene; hier sind nicht nur die bekannten Kalkabsätze und die Bildung von Diatomeenerde durch einzellige Lebewesen zu berücksichtigen; vielleicht spielen die Protozoen auch bei der Entstehung von Eisenoxyd- und Manganoxydabscheidungen eine Rolle, oder bei der Bildung von Kohlenwasserstoffen sowie derjenigen scheinbar anorganogener Kalke sowie des Dolomit und der Chalcedone aller Art. Nitrifizierende Bakterien könnten vielleicht auch für die Anhäufung von Nitraten in unterirdischen Hohlräumen verantwortlich gemacht werden, und die Verwitterung der Gesteine wird vielleicht ebenfalls durch niedere Lebewesen unterstützt; scheint doch die ganze Erdoberfläche wie mit einem feinen Film solcher Organismen überzogen, von den hohen durch *Protococcus* geröteten Schneefeldern bis auf die Gründe des Ozeans.

Auch umgekehrte Probleme liegen vor, z. B. in dem Einfluß der physiographischen Bedingungen auf den Aufschwung oder den Niedergang von Völkern. **Johnsen.**

Ch. R. van Hise: The problems of Geology. (Journ. of Geology. **12**. 589—616. 1904.)

Die Entwicklung der Geologie hat einen ganz natürlichen Verlauf genommen; zuerst wurden die offenkundigen Dinge beobachtet, wie die Schichtung von Gesteinen und die Anwesenheit von Versteinerungen. Sodann mußte die Frage nach der Entstehung auftauchen, man beobachtete Vorgänge; so führte die Beobachtung der sich an Seeküsten abspielenden Prozesse zu der Annahme, daß die geschichteten Gesteine sich aus lockerem Material verfestigt haben. Der Fund von Seemuscheln im aufgehäuften Sande führte zu der heutigen Erklärung der Versteinerungen. Und ganz allgemein brach sich bei Hutton und Lyell die Überzeugung Bahn, die geologischen Reste der Vergangenheit seien lediglich mit Hilfe gegenwärtiger Prozesse zu erklären. Die Geologie berührt sich mit Botanik einerseits und mit Astronomie anderseits; sie wird künftig ganz zu angewandter Physik und Chemie werden, wobei sie die Hilfe vorzüglicher Mathematiker nötig hat, und wird dann Umwälzungen erfahren wie noch nie zuvor. **Johnsen.**

W. M. Davis: The relations of the earthsciences in view of their progress in the nineteenth Century. (Journ. of Geology. **12**. 669—687. 1904.)

Verf. weist auf die Beziehungen zwischen Induktion und Deduktion, von Beobachtung und Hypothese in der Geologie hin. Gerade in dieser Wissenschaft sind Hypothesen besonders unerläßlich, weil es sich vielfach um das Studium zeitlich oder räumlich weit von uns entfernter oder verborgener Erscheinungen handelt; das kommt besonders zum Ausdruck, wenn man die Geologie nicht als Studium der Erdkruste, sondern der Erdgeschichte definiert. Selbst in den als sicher geltenden und geläufigsten geologischen Vorstellungen ist eine Menge von Hypothesen enthalten, wie z. B. in denjenigen von der einst horizontalen Lagerung oder von dem kontinuierlichen Absatz der sogen. Sedimentgesteine.

Die Resultate der Geologie wirken sehr befruchtend auf andere Wissenschaften; so zeigt der Geologe durch den Nachweis von Rücken und Bauch früherer Tiere dem Astronomen das damalige Vorhandensein der Gravitation, zeigt durch die Erforschung der fossilen Fauna und Flora dem Zoologen und dem Botaniker den Entwicklungsgang ganzer Gruppen, Familien, Gattungen, liefert dem Physiker zahlreiche optische Naturerscheinungen aus, macht dem Chemiker eine Menge natürlicher Verbindungen bekannt; und der Meteorologe, der Klimazonen für frühere Zeiten rekonstruieren will, findet Unterstützung bei dem Petrographen, der aus der Kreuzschichtung eines Sandsteines auf Wüstenklima schließt, wie bei dem Paläontologen, der aus dem Angespül von Graptolithen maritimes Klima folgert. Besonders eng sind die Beziehungen zur Geographie, indem die Erforschung der Erdgeschichte nichts anderes liefert als eine große Serie von geographischen Bildern, deren letztes die heutige

Erdoberfläche ist; und wie die stratigraphische Beschreibung eines Gebietes eine unvollständige sein würde ohne die Schilderung der versteinerten Organismenwelt, so müßte auch die heutige Geographie besonderen Wert auf die Beziehungen zwischen belebter und unbelebter Natur legen; sie würde somit zerfallen in Physiographie und eine andere Wissenschaft, für welche bezeichnenderweise vorläufig selbst der Name fehlt. Der Einfluß der unbelebten auf die belebte Natur ist groß, und so ist es auch kein Zufall, daß z. B. die Erforschung der jüngeren geologischen Schichten von England, daß Studium der Erdbeben und die Konstruktion von Seismographen von Italien und von Japan ausging. **Johnsen.**

Physikalische Geologie.

K. R. Koch: Relative Schweremessungen in Württemberg II. Mit einem Anhang: Ein Hypsometer mit elektrischer Temperaturmessung. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. **59**. 1—23. 3 Tab. Stuttgart 1903.)

—: Relative Schweremessungen in Württemberg III. Mit einem Anhang: Versuche, dem Magazinthermometer und dem Pendel gegen Temperaturänderungen die gleiche Trägheit zu geben. (Ibid. **60**. 1—25. 3 Tab. 7 Fig. 1904.)

—: Relative Schweremessungen in Württemberg IV. (Ibid. **61**. 82—90. 4 Tab. 1905.)

In der ersten Abhandlung werden die Schweremessungen auf 10 Stationen des Pariser Parallel mitgeteilt. Als Beobachtungsorte waren gewählt: Bopfingen, Aalen, Unterböbingen, Lorch, Schorndorf, Cannstatt, Leonberg, Heimsheim, Liebenzell und Herrenalb. Die Stationen lagen im Mittel ca. 15 km voneinander entfernt.

Als Endresultat der Messungen ergab sich aus den Beobachtungen, daß auf diesen Stationen die Differenzen zwischen der beobachteten, auf Meeresniveau reduzierten Schwere und der nach der Helmert'schen Formel berechneten positiv sind. Die Schwerkraft auf den 10 Stationen des Pariser Parallel ist größer als die normale. Die Werte nehmen zu gegen das Ries (Beobachtungsstation Bopfingen) entsprechend der wahrscheinlich größeren Dichtigkeit des Untergrundes, der dort von vulkanischen Gesteinen gebildet wird. Auch bei der Annäherung an das Rheintal in Herrenalb ist die durch Haid für das Rheintal nachgewiesene Massenanhäufung bemerkbar. Ein von A. Sauer entworfenes geologisches Profil dient zur Erläuterung.

In einem Anhang wird ein Hypsometer mit elektrischer Temperaturmessung beschrieben.

In der unter 2. angeführten Abhandlung teilt Verf. Schweremessungen auf der Linie Ulm—Freudenstadt mit. Als Beobachtungsstationen waren gewählt: Ulm, Blaubeuren, Urach, Münsingen, Honau, Rottenburg, Horb,

Dornstetten und Freudenstadt. Die Entfernung der Stationen waren im Mittel ca. 13 km voneinander entfernt. Die Resultate sind in einer Tabelle zusammengestellt. Die auf das Meeresniveau reduzierten und von der Wirkung der anziehenden Massen der Umgebung befreiten Werte sind auf allen Stationen größer als die normale Schwerkraft. Die Werte nehmen nach Osten zu ab und sind so in Übereinstimmung mit den durch die bayrische Gradmessungskommission im Jahre 1897 konstatierten Werten des auf dem gleichen Parallel liegenden bayrischen Gebietes. Geologisch interessant ist die lokale Zunahme der Schwerkraft im vulkanischen Gebiet der Alb bei Urach und die kontinuierliche Zunahme der Schwerkraft gegen den Schwarzwald zu; erstere ist durch die Nähe dichterer Massen der untergelagerten Basalte zu erklären. Auch dieser Abhandlung ist ein von A. Sauer konstruiertes geologisches Profil beigegeben.

In einem Anhang berichtet Verf. über Versuche, dem Magazinthermometer und dem Pendel gegen Temperaturänderungen die gleiche Trägheit zu geben.

In der letzten Abhandlung bespricht Verf. seine Anschlußmessungen in Karlsruhe, die erstmals 1900 und dann wieder 1904 ausgeführt wurden. Durch die umfangreichen Messungen von Haid, durch welche er Karlsruhe an die mitteleuropäischen Hauptstationen Straßburg, Leiden, Paris, Padua, Wien und München angeschlossen hat, ist der Wert der Schwere für Karlsruhe sehr gut festgelegt und als gut versichert anzusehen. Deshalb wählte Koch Karlsruhe als Anschlußpunkt für seine Messungen. Aus diesen Messungen ergibt sich eine Änderung der Schwere in Stuttgart unter Voraussetzung der Konstanz derselben in Karlsruhe von rund + 0,0029 cm. Dieser Betrag ist rund fünfmal so groß als der mittlere zu erwartende Fehler. Um die Ursache dieser Änderung der Schwere systematisch zu untersuchen, hat Verf. Messungen vorbereitet, und zwar werden in Stuttgart, Aalen und Tuttlingen mehrmals im Jahre zur selben Zeit Vergleichungen der Schwerkraft ausgeführt, über deren Resultate Verf. später berichten will.

Allen drei Abhandlungen sind Tabellen beigegeben, die eine Übersicht über die angestellten Versuche und deren Resultate geben.

E. Schütze.

W. Branco: Über H. Höfer's Erklärungsversuch der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 174—182. 1904.)

H. Höfer hatte in seiner Abhandlung: „Die Wärmeverhältnisse im Kohle führenden Gebirge“ gezeigt, daß im böhmischen Braunkohlenrevier die geothermische Tiefenstufe mit der Annäherung an ein Flöz bis zu dem abnorm kleinen Wert von 5,2 m sinken kann und als Ursache die durch die Zersetzung der Kohle erzeugte Wärmemenge angenommen; auf die gleiche Ursache führt er auch die ungewöhnlich große Wärmezunahme in dem Bohrloch von Neuffen am Fuße der Schwäbischen Alb mit einer

Tiefenstufe von ca. 11 m zurück unter der bestimmten Angabe, „daß hier der angeblich durch die ganze! (1186 Fuß! Württ. = 1045 Pariser Fuß betragende) Tiefe verbreitete bituminöse Liasschiefer die Ursache der so großen Wärmezunahme sei.“ Verf. zeigt nun unter Berufung auf seine früheren Untersuchungen (dies. Jahrb. 1895. II. -255 ff.-, spez. -256-), daß, wie die Deutung des Bohrregisters beweist, das Bohrloch im Braunen Jura β beginnt und bis in den Bonebed-Sandstein hineinreicht, daß die im Bohrregister angegebenen „Liasschiefer“ nur Tone sein können, die bis über 700 Fuß Tiefe hinab dem Braunen Jura angehören, der in Schwaben keinen bituminösen Schiefer enthält und daß bituminöse Schiefer, wie Höfer sie im Sinn hat, in Schwaben nur im Lias ε und auch hier nur in der Mächtigkeit von etwa 30 Fuß auftreten, wie sie auch im Bohrloch angetroffen wurden.

Einem Versuch, die abnorme Wärmezunahme dem Kohlenstoffgehalt der Tone des Braunen Jura und Lias zuzuschreiben, steht entgegen:

1. daß dann die gleiche abnorme Wärmezunahme sich überall, wo die gleiche Ausbildung des Jura herrscht, ja, überall, wo dunkle Tone auftreten, zeigen müßte, was nicht der Fall ist,

2. daß in dem Bohrloch von Sulz (8 Meilen von Neuffen) gleichfalls eine kleine Tiefenstufe (24 m) beobachtet ist, obwohl Sulz im Triasgebiet liegt und somit bituminöse Schichten vom Bohrloch nicht durchsunken wurden,

3. daß im Bohrloch von Neuffen sich die höchsten Temperaturzunahmen dort einstellen, wo keine bituminösen Schiefer auftreten (3,1°, 3,4°, 3,3° auf je 100 Fuß), während die Temperaturzunahme in der Tiefe von 700—800 Fuß nur eine Zunahme von 2,4° ergibt, obwohl die bituminösen Schiefer bei 770—800 Fuß liegen.

Gegen die vom Verf. l. c. gegebene Erklärung, welche die abnorme Temperaturzunahme auf einen isolierten, flach gelegenen Schmelzherd zurückführt, hatte Höfer die Ansicht H. Schmidt's angeführt, bei Neuffen möchte unterhalb der Region starker Wärmezunahme eine solche langsamere Wärmezunahme folgen. Diese Ansicht widerspricht der Erklärung des Verf. in keiner Weise, da unterhalb des Schmelzherdes die Wärmezunahme notwendig wieder normal werden muß; wenn hier ein Widerspruch bestünde, würde er außerdem in gleicher Weise sich gegen Höfer's Erklärung richten, der nur an Stelle eines vulkanischen Wärmeherdes einen chemischen, durch Zersetzung pflanzlicher Substanz erzeugten annimmt. **Milch.**

H. Stremme: Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 183—199. 1904.)

Verf. hat auf Veranlassung von Branco als Beitrag zu der im vorhergehenden Ref. behandelten Streitfrage zunächst die Temperaturzunahme in Bohrlöchern, die bituminöse Gesteine durchsinken, auf Grund der vorhandenen Literatur geprüft und gelangt zu der Auffassung, daß „die

Wärmezunahme in diesen Bohrlöchern als sehr wahrscheinlich unabhängig von den durchstoßenen bituminösen Gesteinen" zu betrachten ist. Ein zweiter Teil ist der Untersuchung des durch Fäulnis (bei Abschluß von O in stagnierendem H^2O) entstehenden Faulschlamms gewidmet. Wesentlich aus organischer Substanz bestehender Faulschlamm liefert Faulkohlen (Cannel-, Boghead-, Algenkohlen); aus mehr oder weniger kalkreichem Faulschlamm entwickeln sich nach dem Tongehalt Stinkkalk und bituminöse Mergelschiefer; aus Diatomeenpanzer-Anhäufungen und organischer Substanz gewisse Polierschiefer und Kieselschiefer. Der Gehalt an organischer Substanz variiert der Menge nach in rezenten und alten Faulschlammgesteinen natürlich in sehr weiten Grenzen; für die organischen Bestandmassen ergibt der Durchschnitt durch zahlreiche Analysen fossiler Faulschlammgesteine vom Carbon bis zum Lias (Bogheadkohlen und bituminöse Schiefer) 77 % Kohlenstoff und 10 % Wasser (der Rest Stickstoff, Sauerstoff und Schwefel), vom Verf. ausgeführte Analysen rezenter Faulschlamme entsprechend 65 % Kohlenstoff und 8 % Wasser (Rest wie oben). Qualitativ unterscheidet sich also die Bituminierung von der Verkohlung durch Zunahme auch des Wasserstoffs, quantitativ durch den erheblich geringeren Grad der Anreicherung von Kohlenstoff. „Die etwaige Wärmeentwickelung wird also" (bei der Bituminierung), „erheblich geringer sein, wobei auch die Tatsache ins Gewicht fällt, daß speziell bei den bituminösen Schiefern die anorganischen Bestandteile erheblich die organischen überwiegen." Für die einzelnen Analysen und die reichhaltige Literatur wird auf das Original verwiesen. **Milch.**

S. Grenander: Les variations annuelles de la température dans les lacs suedois. (Bull. geol. institution University Upsala. **6**. 1902—03. No. 11. 12. Upsala 1905. 160—171.)

Temperaturmessungen in den vier Jahreszeiten an einigen schwedischen Seen haben recht erhebliche Schwankungen nachgewiesen, nämlich ein rasches Steigen im Frühjahr, woran auch die tieferen Wasserschichten teilnehmen, und dann einen ungleichen Wärmeverlust während des Winters, derart, daß die früh vom Eis bedeckten nördlichen Seen weniger tief durchkälten, als z. B. der nie von zusammenhängender Eisdecke geschützte Vettern. **Deecke.**

A. Wichmann: Über die Vulkane von Nord-Sumatra. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 227—239. 1 Taf. 1 Fig. 1904.)

W. Volz hatte die Ansicht ausgesprochen, daß die schmale Vulkanzone Sumatras beim Diamant-Point (unter appr. $97\frac{1}{2}^0$ östl. Breite und $5\frac{1}{3}$ nördl. Breite) das Meer erreicht, daß erst eine Erforschung der geologisch unbekannten Alas- und Gajoländer sowie von Atjeh Klarheit über den Endverlauf der Vulkanzone geben könne und daß sich möglicherweise ver-

einzelte isolierte Vulkane auch weiter nördlich auf der Westküste von Atjeh finden könnten (dies. Jahrb. 1902. II. -40-). Verf. gibt eine Übersicht über die in der Literatur bekannt gewordenen Berge von Nord-Sumatra nördlich von den Battakvulkanen, bespricht kritisch die Angaben über ihren Vulkancharakter und kommt zu dem Ergebnis, daß das Material zwar zu einem abschließenden Urteil über die Anordnung der Vulkane auf Nord-Sumatra nicht hinreicht, so viel aber sicher ist, „daß die Vulkanzone keineswegs an der Diamantspitze (Udjung Djambu Ajer) ihr Ende findet, sie bleibt, selbst wenn sich das Temian-Gebirge als vulkanischen Ursprungs herausstellen sollte, noch 60 km davon entfernt. Ferner ergibt sich, daß der parallel der Westküste verlaufenden Barisan-Kette einzelne Vulkane aufgesetzt sind, daß sich derartige Berge im Innern der Gajo-Hochfläche vorfinden und auch an deren Nordrande auftreten. An der Nordspitze von Sumatra beschränken sich dagegen die vulkanischen Bildungen auf das rechts vom Atjeh-Tal gelegene Gebiet“ (p. 236. 237). Ein Studium der in der Fortsetzung gelegenen Inseln zeigt, daß die Fortsetzung des östlichen Atjeh-Landes vulkanisch ist, während die Fortsetzung des westlichen Gebietes aus nichtvulkanischen Inseln besteht: „es wiederholt sich die überall im Indischen Archipel geltende Regel, daß die außen liegenden Inseln nicht vulkanischer Natur sind.“ **Milch.**

K. Sapper: Die catalonischen Vulkane. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 240—248. 1 Taf. 1 Fig. 1904.)

Verf. gibt eine Beschreibung des basaltischen Vulkangebietes von Olot in der catalonischen Provinz Gerona, für deren Einzelheiten wegen der zum Verständnis unentbehrlichen, auf Itineraraufnahmen des Verf.'s beruhenden Kartenskizze auf das Original verwiesen werden muß. Hervorgehoben seien die Angaben über die Beeinflussung der Gestalt der Vulkanberge durch die bei ihrer Aufschüttung herrschenden Windströmungen; bei der Bildung des südlichsten Vulkans der südlichen Gruppe ($2\frac{1}{2}$—5 km südsüdöstlich von Olot, in der Umgebung des Weilers S. Margarida de la Cot) „muß sehr heftiger Südwest-Wind geherrscht haben, so heftig, daß er imstande war, die geförderten Ausbruchsmassen unmittelbar nach Nordosten zu entführen. Die Folge davon ist, daß das südwestliche Drittel der Kraterumwallung gar nicht aus Eruptivmassen besteht, sondern aus anstehendem tertiärem Sandstein und Kalk; gegen das Innere des Kraters zu ist hier der Abfall regelmäßig gekrümmt und steil, wie er bei einem Maar sein würde, aber der Kamm dieses Teiles der Umwallung ist naturgemäß ziemlich unregelmäßig.“ Die tiefste Einsenkung dieses sedimentären Wallstücks liegt 18 m unter seiner höchsten Erhebung, 24 m unter dem Gipfel des vulkanischen Teils, aber noch gegen 30 m über dem tiefsten Punkt des Kraterbodens. **Milch.**

E. Philippi: Die Geologie des von der deutschen Südpolar-Expedition besuchten antarktischen Gebietes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. -8—9-. 1904.)

Die das Kaiser Wilhelm II.-Land bedeckende Inlandeismasse zeigt schon an der einzig aus ihr herausragenden Basaltkuppe des Gaußberges nur sehr geringe Bewegung, die aber zur Produktion von Eisbergen noch ausreicht; wenige Kilometer westlich ist sie völlig bewegungslos, zeigt gegen das Meereis meist eine ganz flache Böschung, bringt also keine Eisberge mehr hervor.

Unter den Eisbergen unterscheidet der Vortragende große ursprüngliche Tafeln und gewälzte Eisberge nebst Eisbergtrümmer; nur die Eisberge der zweiten Gruppe enthalten Gesteinseinschlüsse, meist zu verhältnismäßig schmalen Bändern angeordnet, die, wenn sie zu mehreren in demselben Eisberg auftreten, parallel verlaufen. Die Eisberggeschiebe sind fast nie allseitig geschrammt, bisweilen fehlt jede Spur einer abschleifenden Wirkung; größtenteils gehören sie Gneisen an, die teilweise in Amphibolite, Glimmerschiefer etc. übergehen, nicht selten ist auch ein braunvioletter Gabbro. Von Sedimenten ist nur ein roter Quarzit häufiger.

Der Gaußberg (366 m hoch) besteht aus blasenreichem, feinkörnigem bis glasigem Leucitbasalt mit stark veränderten Einschlüssen von Gneis und Granit. Tuffe fehlen, Spuren von Solfatarentätigkeit sind häufig. Auf den drei von Inlandeis begrenzten Seiten umgeben ihn Moränenwälle, besonders auf der Ost- und Westseite mischt sich archäisches Grundmoränenmaterial, das den Einschlüssen der Eisberge entspricht, mit dem Schutt des Gaußberges. Erratikum bedeckt alle Abhänge des Berges bis zum Gipfel; auf eine frühere stärkere Vergletscherung weisen auch die überall an den Gehängen des Gaußberges hervortretenden, aus anstehendem Gestein aufgebauten Terrassen. **Milch.**

E. Philippi: Moorbildungen auf Kerguelen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. -119-. 1904.)

Die Moorbildungen auf Kerguelen weisen trotz ihrer Vergleichbarkeit mit nordeuropäischen Vorkommen auf die fremdartige und sehr ärmliche Flora zurückzuführende auffällige Unterschiede auf.

Die Humussäuren bewirken starke chemische Verwitterung der basaltischen Gesteine; der größte Teil des von ihnen gelösten Eisens wird dem Meere zugeführt, ein kleiner Teil auf der Insel als Raseneisenerz abgesetzt. **Milch.**

Petrographie.

F. Zirkel: Über die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Petrographie und angrenzenden Wissenschaften. (Journ. of Geology. **12**. 485—500. 1904.)

Die Petrographie ist eine der jüngsten Wissenschaften; erst seit 30—40 Jahren kommen die heutigen besonders mikroskopischen Untersuchungsmethoden zur Anwendung. Der Umfang des gesammelten Materials ist außerordentlich gestiegen, ebenso die Zahl der Forscher; zu Deutschen, Engländern, Franzosen und Skandinaviern sind andere Nationen getreten, Amerika nimmt jetzt eine der ersten Stellen ein. Zur Beobachtung mußte sich allmählich auch die Spekulation über genetische Beziehungen gesellen. Die Petrographie steht in vielfacher Wechselwirkung zu andern Wissenschaften, zunächst zu Mineralogie und Geologie, Physik und Chemie; meist ist sie nur Empfängerin, umgekehrt liegt die Sache nur der Mineralogie gegenüber, indem die gelegentlich der Gesteinsuntersuchungen angestellten Detailstudien außerordentlich viele rein mineralogische Ergebnisse gezeitigt haben — die vielfachen Bestimmungen der optischen Orientierung, der Brechungsindizes, der Absorptionsdifferenzen, der Kohäsion, der Zwillingsbildung, der Einschlüsse, der Zersetzungsprodukte u. a. Viele Minerale sind so überhaupt erst genauer bekannt geworden, wie viele Glieder der Feldspath-, Pyroxen-, Amphibol-Reihe, Sillimanit, Cordierit, Zoisit, Nephelin, Leucit, Melilith [auch Genese und Paragenese der Minerale. Ref.]. Alle kristalloptischen Ergebnisse sowie Konstruktion und Verbesserung entsprechender Instrumente kommen auch der Physik zugute. Der Chemie ist viel zu danken; es liegen nunmehr hunderte der exaktesten Analysen nach neuen Methoden vor, die auch ganz seltene und spärliche Gemengteile berücksichtigen; es sei nur an die an Roth's Tabellen sich anschließende Zusammenstellung der von 1884—1900 veröffentlichten Eruptivgesteinsanalysen durch Washington erinnert. Hinsichtlich der Kontaktmetamorphose hat die chemische Untersuchung gezeigt, daß außer im Diabaskontakt nur eine geringe Zufuhr von Mineralisatoren die chemische Veränderung bildet; hinsichtlich der Dynamometamorphose dagegen ist durch Reinisch an Orthoklasgesteinen und an Diabasen beträchtliche chemische Änderung festgestellt worden; mittels dieser Konstatierung werden gewisse bisherige Ermittlungen des einstigen Charakters kristalliner Schiefer als unsicher gestempelt. — Die für die Gesteinsanalyse ersonnenen Trennungen, Bestimmungen und Geräte kommen umgekehrt auch wieder der Chemie selbst zu statten, wie die Gooch'sche Trennungsmethode für Ti, Li, B und die Konstruktion des perforierten Platinfilters und des gekrämpten Platintiegels zur H_2O-Bestimmung. Der Mineralreichtum der Staßfurter Salzlager hat van't Hoff zu einer großen Reihe wichtiger physikalisch-chemischer Untersuchungen veranlaßt. Seit Bořicky stellt sich der Makrochemie eine Mikrochemie an die Seite. Die Folge der Ausscheidungsanfänge scheint durch die von Lagorio seinerzeit betonte Art der Basen mehr als durch die Azidität bestimmt und entspricht etwa der

experimentell festgestellten Reihe der Sättigungsfähigkeit für schmelzende Silikatgemische: Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, Al_2O_3, SiO_2. Die sogen. seltenen Gemengteile scheinen besonders schwerlöslich zu sein. Das Temperaturintervall der Ausscheidung ist für Leucit viel kleiner als für Augit, so daß letzterer bald früher bald später kristallisiert als jener; dergleichen ergibt sich ganz allgemein aus Meyerhoffer's Darlegungen. Druckänderung vermag das Vorzeichen der Schmelzpunktsdifferenz zweier Körper zu verändern, das gleiche gilt für die Löslichkeiten. Nach Dölter kann eine sich früher abscheidende Substanz durch eine andere von größerer Kristallisationsgeschwindigkeit eingeholt werden, was in sehr zähen Gemischen freilich viel weniger leicht geschehen kann. Weitere Probleme liegen in dem Einfluß des relativen Mengenverhältnisses auf die Ausscheidungsfolge [Massenwirkung. Ref.], in der Bedeutung von Impfkristallen der Verwirklichung eutektischer Gemische, dem anscheinend katalytischen Charakter von Mineralisatoren, den von Iddings studierten Resorptionen.

Sodann gedenkt Zirkel der verschiedenen Differenzierungstheorien und des Brögger'schen Studiums komplementärer Gänge.

Die Kontraktion erstarrender Magmen ist durch Barus' Versuche wahrscheinlich gemacht, während Stübel's Ausdehnungsphase einer experimentellen Stütze ermangelt [hier kommen Tammann's Resultate von 1903 in Betracht. Ref.].

Die grobkörnige Struktur von Marmoren, Salzschichten und Gletschern wird auf das Oberflächenminimum zurückgeführt. **Johnsen.**

E. Kaiser: Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. -17—23-. 1904.)

Mit den Bauxiten und den sie umschließenden Tonen vergleicht der Vortr. „gelbe, gelbbraune, rötliche, selten wegen der ungleichen Verteilung der Färbemittel rot- oder braunfleckige Zersetzungsprodukte von Basalten", die bisher teilweise unrichtig gedeutet wurden.

Das typischste Vorkommen vom Kuckstein bei Oberkassel a. Rhein, gegenüber Bonn, ist ein von zahlreichen Klüften durchsetztes, leicht zerreibliches, aus Basalt entstandenes, hellgelbbraunes bis weißliches Produkt, das stellenweise noch frische Basaltstücke enthält. U. d. M. erweist sich die Struktur vorzüglich erhalten, aber die Feldspatleisten sind „völlig in ein isotropes Mineral umgewandelt, während die Augite und Olivine . . . bei der Bildung dieser amorphen Substanz eine leichte Färbung durch Eisenhydroxyd erlitten haben." Die Grundmasse ist in gleicher Weise umgewandelt, enthält aber winzig kleine, stark licht- und schwach doppeltbrechende Körperchen; das Erz vertreten gelblichgraue Aggregate. Vereinzelt liegende Apatite sind völlig frisch.

Ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung des frischen Basaltes vom Kuckstein (Analyse I) und des Zersetzungsproduktes (Analyse II) zeigt eine relative Anreicherung der Tonerde und eine absolute Zunahme von TiO^2 und K^2O, letztere recht erheblich; von dem zersetz-

ten Gestein war in heißer HCl löslich: SiO^2 0,19, TiO^2 0,42, Al^2O^3 13,54, Fe^2O^3 10,17, MgO 0,07, CaO 1,50.

Ähnliche Zersetzungsprodukte finden sich am Scharfenberg bei Heisterbacherrott, aus der Hölle und dem Mittelbachtal bei Königswinter und von Caldauen bei Siegburg (an doleritischem Basalt); das geologische Auftreten aller dieser Basalte weist auf ihre gangförmige Natur hin. Ein ausgedehnteres Vorkommen findet sich bei Neuenahr; alle Vorkommen stehen in Beziehung zu Sprüngen des Rheinischen Schiefergebirges.

Gleichfalls im Zusammenhang mit tektonischen Linien steht ein Vorkommen von der Bramburg im Solling (Süd-Hannover); ein Vergleich des frischen Gesteins (Analyse III) mit dem zersetzten (Analyse IV) zeigt erheblichere Anreicherung an Al^2O^3 und TiO^2, geringere Mengen von K^2O und besonders von Fe^2O^3.

Entsprechende Umwandlungsvorgänge finden sich bei verwandten Gesteinen, so bei den Diabasen des Harzes und des thüringisch-sächsischen Vogtlandes und den Melaphyren des südlichen Harzrandes; die Veränderungen hatte Hornung auf die Einwirkung von hochgradig konzentrierten Salzlaugen (Halurgometamorphose) zurückgeführt, ein Erklärungsversuch, den der Vortr. „bei der Allgemeinheit der Kalianreicherung“ als nicht haltbar bezeichnet.

Alle mikroskopisch und chemisch genauer untersuchten Vorkommen lassen Neigung zur relativen Anreicherung von Al^2O^3, teilweise auch Fe^2O^3 erkennen, wobei es sich um die Bildung eines amorphen Tonerdesilikates handelt, in einigen Fällen unter gleichzeitiger (oder späterer) Ausbildung eines Tonerdehydrates; eine absolute Anreicherung mancher dieser Produkte an K^2O ist dabei weder durch die Anwesenheit eines Zeolithes noch von unzersetzter Feldspatsubstanz zu erklären. Die von Liebrich (dies. Jahrb. 1892. I. -277-), Petersen (dies. Jahr. 1894. I. -460-), Branner mitgeteilten Analysen weisen auf ein Tonerdesilikat als Zwischenprodukt zwischen frischem Gestein und Tonerdehydrat; „der gleichmäßige amorphe Charakter des Vorkommens vom Kuckstein bei Oberkassel läßt vermuten, daß es sich um ein Mineral von bestimmter stöchiometrischer Zusammensetzung handelt, dessen Analyse wir auch in dem sogen. „Tone“ vom Vogelsgebirge vor uns haben, in dem der Bauxit in der Form von Knollen auftritt.“ Ähnlich wie Liebrich nimmt der Vortr. folgenden Vorgang an: „Kohlensäurehaltige Lösungen wandeln zunächst die Feldspate, dann auch die übrigen Silikate in ein wasserhaltiges Tonerdesilikat und alkalihaltige Gewässer dann dieses in Tonerdehydrat um“ — man braucht somit nicht mehr chlor- oder schwefelsäurehaltige Lösungen zur Erklärung heranzuziehen.

Die eigentümliche Anreicherung des Kali ist vielleicht durch Adsorption der alkalihaltigen Lösung an dem wasserhaltigen Tonerdesilikat zu erklären, worauf auch die Angaben von Kohler (dies. Jahrb. 1904. II. -70—71-) hinweisen; in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von van Bemmelen, wonach Adsorption bei Kolloiden, aber nicht bei Kristalloiden stattfindet, steht hierbei die Tatsache, daß nur das

amorphe wasserhaltige Tonerdesilikat, nicht aber das kristallisierte Tonerdehydrat des Bauxites hohen Kaligehalt besitzt.

Zur Klärung des Widerspruchs dieser Anschauung mit den Untersuchungen von Dittrich und Gans, die eine feste chemische Bindung annehmen, bedarf es erneuter, vom Vortr. in Aussicht gestellter Studien.

Schließlich wird ausgeführt, daß bei der Lateritbildung „in den Tropen der gleiche Vorgang wie in den gemäßigten Zonen vorliegt: Bildung eines wasserhaltigen Aluminiumsilikates als Zwischenprodukt".

	Basalt vom Kuckstein		Basalt v. d. Bramburg (Solling)	
	I.	II.	III.	IV.
	frisch	zersetzt	frisch	zersetzt
SiO^2	42,42	39,60	47,97	42,68
TiO^2	0,48	1,52	1,92	4,51
Al^2O^3	13,43	25,19	13,57	30,34
Fe^2O^3	6,40	14,73	2,89	2,67
FeO	6,49	0,01	8,42	—
MnO	—	0,07	nicht best.	nicht best.
MgO	11,00	0,24	8,67	0,14
CaO	11,05	1,90	8,43	1,09
Na^2O	2,75	0,65	3,37	0,54
K^2O	0,52	2,35	2,01	1,50
H^2O	1,20	13,07	2,18	15,99
SO^3	0,17	0,15	0,07	0,31
P^2O^5	0,55	0,67	0,51	0,38
CO^2	3,17	—	nicht best.	nicht best.
Sa.	99,63	100,15	100,01	100,15
Spez. Gew.	2,96	2,45	nicht best.	nicht best.
Anal.:	A. Lindner.	A. Lindner.	Klüss und Eyme.	

Milch.

W. Koert: Über lateritische Verwitterung in der Umgegend von Amani (Ostusambara). (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **56**. -24-. 1904.)

In der Diskussion über den oben referierten Vortrag von E. Kaiser berichtet Koert über folgende Stufen in den Verwitterungsböden des Gneises in der Umgegend von Amani (Ostusambara):

1. Rotlehm mit Blöcken von frischerem Hornblendegneis, nur an erst in junger Zeit angeschnittenen Talgehängen entwickelt; weil am wenigsten ausgelaugt, der agronomisch wertvollste Boden.

2. Gewöhnlicher Rotlehm, lange Zeit der Verwitterung unterworfen, höchstens stark verwitterte Gneisbrocken führend; nimmt die bei weitem größten Flächen der Gegend von Amani ein.

3. Lateritlehm, Produkt der beginnenden Lateritisierung, durch tonerde- und eisenreiche konkretionäre Neubildungen von gewöhnlichem Rotlehm unterschieden; findet sich nur in kleinen, sehr scharf begrenzten

Bezirken im Gebiet des gewöhnlichen Rotlehms, anscheinend nur auf Höhenrücken oder sehr flachen Gehängen, „wohl weil an solchen Stellen die den Boden auslaugenden Lösungen besonders gut in die Tiefe eindringen können.“ Der hierher gehörige Boden ist äußerst steril. **Milch.**

C. K. Leith: Rock cleavage. (U. S. A. Geol. Survey. Bull. **239**. 1905. 1—153. 27 Taf. 40 Fig.)

Die Spaltbarkeit von Gesteinen zerfällt in folgende Arten:

1. Ursprüngliche Spaltbarkeit („Protoklase“), z. B. Schichtung, Flußstrukturen in Laven, Bänderung im Gabbro u. dgl.
2. Sekundäre Spaltbarkeit („Metaklase“):
   a) „Flow cleavage“, z. B. Schieferigkeit in Schiefern, gewissen Amphiboliten u. a.
   b) Fracture cleavage, z. B. Ausweichungs-Cleavage.

Besonderes Gewicht wird gelegt auf die Unterscheidung der beiden Arten von Metaklase: Flow cleavage, d. h. Deformation eines Gesteins ohne wesentliche Mitwirkung von Bruch, wird bedingt durch die Parallelstellung der Gesteinskomponenten; an den Hauptgemengteilen solcher Gesteine wird ausführlich untersucht: ihre Lage zu den Spaltflächen des Gesteins, der Einfluß ihrer Größe, ihrer Spaltbarkeit, Anordnung und Häufigkeit auf den Grad der Spaltungsfähigkeit des Gesteins; die verschiedenen Möglichkeiten, wodurch diese Parallelstellung bewirkt wird, werden diskutiert und es wird vor allem der Rekristallisation in der Richtung verminderten Drucks eine große Rolle zugeschrieben. Auch Gleitung, Drehung und Granulation einzelner Gemengteile wirken hier mit. Diese Art der Spaltbarkeit in Gesteinen bildet sich derart, daß die Spaltflächen senkrecht zum Druck stehen. Bei der zweiten Unterabteilung braucht dies nicht der Fall zu sein, die Richtung der Brüche im Gestein kann beträchtlich kleinere Winkel mit der Druckrichtung einschließen. Das Wesentliche dieser fracture cleavage liegt darin, daß sie unabhängig ist von einer Parallelanordnung der Gesteinskomponenten, wenngleich eine solche auch auftreten kann.

Die Unterscheidung von fracture und flow cleavage ist auch dann möglich, wenn eine der andern superponiert ist.

O. H. Erdmannsdörffer.

T. G. Bonney and C. Raisin: The microscopic structure of minerals forming Serpentine, and their Relation to its History. (Quart. Journ. Geol. Soc. **61**. 1905. 690—715. Taf. 45. London.)

Verf. haben sich bemüht, auf Grund einer sehr großen Anzahl von Peridotit- und Serpentinschliffen verschiedenartigster Fundorte die Entstehung des Serpentins und insbesondere des Antigorits sowie dessen mineralogische Eigenschaften festzustellen. Sie haben mehrere Hundert Schliffe studiert, unter denen besonders Vorkommnisse aus Cornwall, Anglesey,

den Alpen und Vogesen reich vertreten und meist von ihnen selbst gesammelt sind. Die eingehende Beschreibung erläutert naturgemäß auch viele bereits bekannte Erscheinungen. Die wichtigsten Ergebnisse werden von den Verf. wie folgt zusammengefaßt:

„Färbung und Pleochroismus“ (sc. in Dünnschliffen) „sind nicht wesentliche, sondern nur gelegentliche Eigenschaften des Antigorits. Wenn niedrige Polarisationsfarben“ (also geringe Doppelbrechung) „als ein wesentliches Charakteristikum des Antigorits angesehen werden, so muß ein ihm nahe verwandtes Mineral existieren, welches sich nur durch höhere Farben (greater brightness of these) von ihm unterscheidet.“ Nur durch Isolierung und Analyse würde man den Beweis für Verschiedenheit der beiden Mineralien erbringen können. „Doch führt uns die in der Arbeit beschriebene Weise, wie sie ineinander überzugehen scheinen, zu der Meinung, daß sie nur Varietäten eines einzigen Minerals, nämlich eben des Antigorits sind. Die Auslöschung beider ist gewöhnlich gerade, gelegentlich aber auch schief, indessen dann mit kleinem Auslöschungswinkel. Daher ist das Mineral entweder dimorph oder seine optischen Eigenschaften sind durch Druck beeinflußt worden oder es ist monoklin. Doch kommen Blättchen (flakes) vor, welche bei schiefer Auslöschung unter kleinem Winkel einen etwas höheren Brechungsindex haben. Diese gehören wahrscheinlich einer Hornblendeart an. — Es ist zweifelhaft, ob eine scharfe Grenzlinie zwischen den mehr faserigen Modifikationen des Minerals in den gewöhnlichen Serpentinen und den glimmerartigen (Antigorit) gewisser anderer Gesteinsarten gezogen werden kann. — Der typische Antigorit tritt in Gesteinen auf, die vom Gebirgsdruck beträchtlich beeinflußt worden sind. Die Antigoritkristalle werden aber kleiner und weniger typisch, wenn der Gebirgsdruck sehr stark war (also in den am meisten geschieferten Serpentinen). — Die gestrickte Struktur des Antigorits hat, soweit sie überhaupt existiert und nicht bloß, wie meist, auf Einbildung beruht (wörtlich and it is mostly subjective), keine Beziehung zu der ursprünglichen annähernd rechteckigen Spaltbarkeit des Augites. Diese erhält sich sonderbarerweise bei der Serpentinisierung schlechter als irgend eine andere Struktur. Typischer Antigorit scheint indessen leichter von Augit als von den diesem verwandten Eisenmagnesiasilikaten gebildet zu werden, aber seine charakteristische Form hängt mehr von dem Gebirgsdruck als von der chemischen Zusammensetzung ab. Mit anderen Worten, wenn Gebirgsdruck gewirkt hat, kommt der Serpentin in glimmerähnlichen Platten (plates) statt in mehr unregelmäßigen oder „flame-like flakes (wörtlich: flammenartigen Flocken oder Blättern) vor.“

Wilhelm Salomon.

L. Milch: Über die Ganggesteine des Riesengebirgs-Granites. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **56**. -150—151-. 1904.)

Vortr. schilderte zunächst das Hauptgestein des Riesengebirges und seine Übergänge in eine weit verbreitete saure aplitische Kon-

stitutionsfazies (vergl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XII. p. 115) und führte an vorgelegtem Material den Nachweis, daß der sogen. echte Granit im Süden des Isergebirges sich nur durch sekundären, als Verwitterungsprodukt erkennbaren Muscovit vom Hauptgranit unterscheidet: „ein Unterschied zwischen „Granit“ und „Granitit“ besteht somit für das Riesengebirge nicht“ (vergl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XV. p. 138).

Auf die Ganggesteine übergehend besprach er zunächst eigentümliche Erscheinungen an „Granitporphyren“, die auf eine Vermischung verschieden weit auskristallisierter resp. chemisch verschiedener Teilmagmen bei der Bildung der Gangausfüllung hinweisen (dies. Jahrb. 1905. II. 1—32) und wandte sich dann der Schilderung der dunklen (basischen) Ganggesteine zu. Charakteristisch ist für sie eine Anreicherung der farbigen Gemengteile, gewöhnlich Hornblende, verbunden mit sehr reichlicher Feldspatführung, die sich chemisch in dem erheblichen Gehalt an Alkalien ausdrückt. Da diese Gesteine mithin nicht als Lamprophyre bezeichnet werden können und chemisch und strukturell mit den Granitporphyren dieses Gebietes verbunden sind, stellen sie einen eigenen Gesteinstypus dar. **Milch.**

G. Klemm: Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 25. 10—21. 2 Taf. 1904.)

Verf. bildet ab und beschreibt einige Belegstücke für die Lehre, „daß im kristallinen Grundgebirge Injektionen von granitischen oder verwandten Tiefengesteinen in den durch sie umgewandelten Sedimenten eine große Rolle spielen, und daß gewaltige Gesteinsmassen, die jetzt immer noch mit dem verhängnisvollen Namen ‚Gneise‘ bezeichnet werden, nichts anderes sind als Mischgesteine jener Schiefer und der in sie eingedrungenen granitischen, dioritischen oder verwandten Tiefengesteine.“

Die beiden ersten Beispiele, ein Biotitschiefer-Hornfels vom Biegelsberg bei Eberstadt, südlich von Darmstadt, und ein Amphibolit, wohl umgewandelter Schalstein vom Prinzenberge zwischen Eberstadt und Darmstadt, beide sehr stark von Granit injiziert, stammen aus einem System von steil gestellten Schiefern nicht genau bestimmten, aber sicher vorpermischen Alters zwischen Darmstadt und der Gabbromasse des Frankensteins, die durch Tiefengesteine kontaktmetamorph verändert und von Granitinjektionen durchädert sind. Ein näheres Eingehen auf die Beschreibung ist ohne die Abbildungen kaum möglich; aus dem Verlauf der Granitadern und ihren oft nahezu mikroskopischen Dimensionen schließt Verf., „daß die Injektion ein Medium antraf, das dem Eindringen solcher feinster Äderchen nur geringen Widerstand entgegensetzte, sich vielmehr in einem erweichten Zustande befand“.

Das dritte Stück, ein Beispiel für „jene eigenartigen Mischgesteine, die früher und auch jetzt von vielen Autoren als ‚körnig-streifiger Gneis‘ usw.

bezeichnet werden", entstammt dem der Gemeinde Birkenau gehörigen Steinbruch im Kallstätter Tal östlich von Weinheim an der Bergstraße; es ist ein Hornfels, in dem sich neben wenig injiziertem Sediment und scharf abgesetzten Granitgängen Partien finden, in denen „eine völlige Verschmelzung von Granit und Sediment stattgefunden hat", so daß eine Trennung der Substanzen von verschiedener Herkunft auch u. d. M. unmöglich ist. Da in den Granitgängen nur Quarz und Feldspat, nicht aber der Glimmer Störungen zeigen, werden diese Störungen „als protoklastische, als bei der Injektion und während der Erstarrung des Granites entstanden" angesprochen.

Für „die vom Verf. vertretene Anschauung, daß die in den Graniten eingeschlossenen Schollen und die in ihrer Nachbarschaft befindlichen geschlossenen Massen von Dioriten usw. und Sedimentgesteinen durch das Tiefengestein in einen plastischen Zustand versetzt wurden", wird auf die Formveränderungen, Einbiegungen, Zerreißungen etc. verwiesen, die nach Daubrée's Versuchen Glasröhren erlitten haben, welche mit Wasser in Eisenröhren mehrere Wochen lang auf 400° erhitzt wurden. **Milch.**

W. Schottler: Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain—Gedern. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 25. 28—58. 3 Taf. 1904.)

Die Beobachtungen beim Bau des Mittelstückes der den Hohen Vogelsberg durchquerenden Bahnlinie beziehen sich hauptsächlich auf Basaltgesteine, teilweise saure Strombasalte (Anamesite), teils basische Basalte, die stets Nephelin oder ein dem Nephelin nahestehendes Glas enthalten und somit zwischen basanitoiden Plagioklasbasalten und Nephelinbasaniten schwanken. Interessant ist das häufige Auftreten von hypidiomorph-körnigen Nachschüben mit beträchtlicher Größe der einzelnen Individuen. In derartigen Nachschüben des Nephelinbasanites der Kalten Buche bei Hartmannshain findet sich schriftgranitische Verwachsung von Nephelin und Augit, wobei der Augit sich zum Nephelin wie Quarz zum Feldspat im Schriftgranit verhält.

Für die Beschreibung der einzelnen Ströme, Gänge und Tuffe, die verschiedenen Basalttypen und die Profile muß auf das Original verwiesen werden. Erwähnt sei noch das Vorkommen von Phonolithbomben im braunen Aschentuff am Südostfuß der Kalten Buche und das Auftreten einer mehrere Meter im Durchmesser besitzenden Scholle von Phonolith- oder Trachyttuff im braunen, stark zersetzten Tuff beim Bahnhof Hartmannshain. **Milch.**

R. Schopp und W. Schottler: Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 25. 59—74. 2 Taf. 1 Profil im Text. 1904.)

Für die Effusivnatur der Melaphyrdecken im Gebiet von Wonsheim (Kreis Alzey) sprechen folgende Beobachtungen:

1. Wulstige und schlackige Entwicklung der Grenzflächen der Melaphyrdecken (ganz entsprechend den Vitroanamesiten des Vogelsberges).

2. Begleitung durch Tuffe, die innig mit sedimentärem Material verknüpft sind.

3. Aufblätterung von Tuffeinschlüssen von den Schichtfugen aus in dünne Lamellen, die bei der Fortbewegung des Stromes gestaucht und verwälzt wurden, so daß schließlich ein im Melaphyr schwimmendes Netzwerk entstand (vergl. Klemm, dies. Jahrb. 1905. II. -49-). Die Tuffe enthalten übrigens häufig Biotit, der in dem Melaphyr selbst überaus selten ist.

Die Haupteruptionszeit dieser von Tholeyer Schichten überlagerten Melaphyre und der sie begleitenden Aschen fällt in die letzte Zeit der Bildung der Lebacher Schiefertone und Sandsteinschiefer. **Milch.**

E. Haase: Kann der Porphyr von Schwertz als die Urform der hallischen Porphyre betrachtet werden? (Zeitschr. f. Naturw. **77**. 345—358. 1905.)

Laspeyres hatte seinerzeit (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1864. 408 ff.) die Ansicht ausgesprochen, daß die roten Porphyre der Umgebung von Halle a. d. S. ihre Farbe durch oberflächliche Zersetzung erhalten, und ursprünglich eine durch FeO-Silikate schwarz gefärbte Grundmasse mit glashellen Sanidinen besessen hätten, wie der Schwertzer Porphyr sie jetzt noch zeigte. Ein gewisser Widerspruch hiergegen ergiebt sich aus dem Resultat einiger Tiefbohrungen, in denen die durchsunkenen Porphyrdecken nicht nur oberflächlich, sondern durch ihre ganze, z. T. sehr beträchtliche Masse hindurch die rote Beschaffenheit besassen. Verf. führt nun die Farbe der dunklen Grundmasse auf einen primären Magnetitgehalt zurück, den Laspeyres für undenkbar in einem so sauren Gestein gehalten hatte; ebenso soll das als färbendes Prinzip in den roten Gesteinen vorhandene Eisenoxyd primär sein. Die trüben Orthoklase dieser Gesteine sind nicht sekundär aus den Sanidinen (besser: Adularen) des schwarzen Porphyrs entstanden, sondern verdanken ihre Beschaffenheit mehr oder minder dichten Schwärmen staubartiger Massen, die als äußerst winzige Gasporen gedeutet werden.

Der schwarze Porphyr ist als eine Schliere in dem z. T. selbst auch schlierigen roten Schwertzer Porphyr aufzufassen.

O. H. Erdmannsdörffer.

O. Wilckens: Ein neues Vorkommnis von Nephelinbasalt im badischen Oberlande. (Mitteil. Bad. Landesanst. **5**. 27—31. 1905.)

Verf. vermehrt die Zahl der zwischen den Eruptivgebieten des Kaiserstuhls und Hegaus bekannt gewordenen vulkanischen Schlote und Gänge

um einen 30—40 cm mächtigen Gang von Nephelinbasalt, der an der von Sölden nach Bollschweil führenden Straße (Blatt Ehrenstetten der badischen geologischen Spezialkarte) im Renchgneis auftritt. Makroskopisch porphyrisch durch Olivineinsprenglinge, bis 7 mm große Biotite und bis 13 mm große basaltische Hornblenden; u. d. M. treten von Einsprenglingen noch zonar struierter, innen grüner oder farbloser Augit hinzu, dessen Kern mit welliger Grenze gegen die grauviolette äußere Zone verläuft und dessen starke Dispersion auf beträchtlichen Titangehalt schließen läßt. Die Grundmasse enthält neben herrschendem Augit in Leisten und Nadeln in unregelmäßigen Lappen den gleichen braunen Biotit wie die erste Generation, ferner spärlichen Nephelin und sehr reichlich Erz.

Die Hauptverwerfung, an der die Rheintalscholle gegen den Schwarzwald abgesunken ist, verläuft 175 m westlich von dem Basaltgang. „Jedenfalls dürfte das Empordringen des Eruptivums in lokaler Hinsicht unabhängig von den Dislokationen sein. Sie haben dem Magma nicht als Weg gedient." Zeitlich und nach seiner petrographischen Beschaffenheit steht das Gestein im engsten Zusammenhang mit den vulkanischen Erscheinungen des Kaiserstuhls und fällt ins obere Miocän. **Milch.**

L. Loup: Sur les roches erratiques des environs de Genève. Inaug.-Diss. Genf 1903. 154 p. Mit 5 Taf. u. Textfig.

Verf. hat Proben von 750 erratischen Blöcken aus der Umgebung von Genf gesammelt und eine Anzahl derselben einer petrographischen Untersuchung unterworfen. Das Endziel dieser Arbeit, die Feststellung des Ursprungsortes dieser durch den alten Rhônegletscher transportierten Geschiebe, läßt sich heute freilich noch nicht gewinnen; die vorliegende Arbeit liefert aber einen Beitrag dazu, indem sie einen Teil des erratischen Materials aus der Genfer Gegend genau kennen lehrt. Beschrieben werden Gneis, Glimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, letztere z. T. glaukophanführend, Zoisitglimmerschiefer, Chloritschiefer, Eklogit, Amphibolit, Pyroxenit, Serpentin, Taveyannaz-Sandstein, dynamometamorpher Granit, Granophyr, Gabbro und Chloritoidgesteine. Die letzteren sind für das untersuchte Gebiet neu. Es sind grüne oder graulichе Gesteine von mittlerem bis grobem Korn, die neben Chloritoid uralitisierten Pyroxen, Smaragdit, weißen Glimmer, Granat, Zoisit, Klinochlor, Talk und Pyrit, aber keinen Feldspat führen. Es sind umgewandelte Gabbros, z. T. ähnlich solchen aus dem Saastal und vom Allalingletscher.

Die Gesamtheit der Gesteine stammt aus den Walliser Alpen und der Mont Blanc-Kette. Solche des Ober-Wallis und des Berner Oberlandes sind kaum vorhanden, weil die Gesteine der rechten Talseite des alten Rhônegletschers von dem gegen die Nordschweiz gerichteten Gletscherarm in die Gegend von Freiburg und Bern geführt wurden.

Otto Wilckens.

O. Fischer: Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). (Min. u. petr. Mitt. 24. 1905. 45—113. 2 Textfig.)

Aus der amphibolitreichen Schieferzone zwischen dem zentralen Granit-(Protogin-)Kern und den nördlichen Gneisen des Aarmassivs zwischen Aare- und Reuß-Tal werden eine Reihe von Eruptivgesteinen sowie einige typische Sedimente beschrieben.

A. Der Granit am Nordrand der zentralen Zone. Besprochen wird 1. eine porphyrartige Randfazies des zentralen Granits im Voralptal, sowie 2. eine stockartige Einlagerung von „Quarzsyenit" in der Schieferzone ebenda. Gemengteile: Quarz, Orthoklas, Albit, Albitoligoklas, Mikroperthit, Mikroklinmikroperthit, Biotit, Apatit, Zirkon, Titanit, Fluorit, Orthit.

Beide Gesteine werden zur Alkalireihe gerechnet (Alkaligranit, resp. Quarzsyenit).

B. Granitporphyr. Der Schieferzone, sowie dem Granit sind in großer Anzahl völlig konkordant bis 100 m mächtige Granitporphyrmassen eingelagert, die bald massige, bald schieferige Ausbildung aufweisen und den Mineralbestand der beschriebenen Granite zeigen. Bei den Einlagerungen im Granit ist oft das Gestein am Salband einsprenglingsärmer und felsitisch ausgebildet. Dieser Ausbildungsart am Salband entspricht auch der Gesteinscharakter der granitporphyrischen Einlagerungen in der Schieferzone. Apophysenartige Verbindung mit den Graniten ist nicht zu beobachten. Die chemische Zusammensetzung (s. unten) ist von der des Granits dadurch unterschieden, daß das Verhältnis der Alkalien unter sich umgekehrt ist ($K_2O > Na_2O$ in Mol.-Prozenten).

Auch die Porphyre werden zu den Alkaligesteinen gerechnet.

C. Als Hornblendeminetten werden große Einschlüsse im Granit, sowie ein schmaler Gang im Granit des Voralptales beschrieben.

D. Injektionsamphibolit nennt Verf. die auf der geologischen Karte 1 : 100000 (Bl. XIII) als Hornblendeschiefer ausgeschiedenen Massen.

Es sind wesentlich zwei geologisch zu unterscheidende Gesteinstypen, die diese Zone aufbauen:

1. Dunkle, amphibolitartige Gesteine, die wesentlich aus grünbrauner Hornblende und Labrador mit wechselnden Mengen von Pyroxen (Malakolith), Eisenerzen, Apatit, Titanit und Epidot bestehen. Untergeordnet finden sich Mineralaggregate, die aus der Umwandlung von Hornblendeperidotit hervorgegangen sein dürften.

Die dunklen, vielfach zertrümmerten Gesteine sind verkittet und injiziert von

2. hellem, aplitartigem Eruptivgestein, das aus einem panidiomorphen Gemenge von Quarz und Albitorthoklas besteht. Es wird vermutet, daß seine chemische Zusammensetzung (s. unten) durch Aufnahme von CaO aus dem Amphibolit verändert worden sei.

E. Dioritporphyrit wurde in zwei Lagergängen am Sustenjoch gefunden. Das porphyrische Gestein führt Einsprenglinge von Andesin.

Die dunkeln Hauptgemengteile sind gänzlich in Epidot und Chlorit verwandelt.

F. Sehr feinkörniger Hornblendedioritporphyrit mit Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin?) und Hornblende in einer panidiomorphen Grundmasse von Plagioklas, Quarz und etwas Orthoklas, treten am Stücklistock am Nordrand der Schieferzone auf.

G. Eingehend beschrieben wird Labrador-Augitporphyrit vom Maasplankstock. Labrador, teilweise uralitisierter Augit und spärliche Hornblende bilden Einsprenglinge in einer äußerst feinhörnigen, mikrofelsitischen Grundmasse. Das Gestein zeigt keine Kataklase und ist vollkommen massig. Es wird vom Verf. als Ergußgestein aufgefaßt.

H. Drei verschiedene Typen von Pegmatit.

Von typischen Sedimenten werden Konglomeratschichten erwähnt, sowie schwarze Tonschiefer mit zahlreichen, sehr kleinen Quarzporphyrlinsen.

Für die genauere Altersbestimmung der Intrusionen resp. Eruptionen liegen keine Anhaltspunkte vor. Die Granitporphyre sind als die jüngsten der beschriebenen Eruptivgesteine zu betrachten.

Die Analysen der Gesteine sind folgende:

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	73,68	66,19	74,63	75,34	43,37
TiO_2	Spur	0,19	0,20	Spur	4,69
Al_2O_3	12,70	14,22	11,29	11,74	9,96
Fe_2O_3	1,34	3,08	1,48	1,07	9,64
FeO	0,89	1,70	0,44	0,36	8,78
MgO	0,21	0,54	0,70	0,35	5,62
CaO	1,13	1,24	1,14	0,93	9,23
Na_2O	4,65	4,98	2,70	3,12	0,97
K_2O	5,37	6,25	6,81	5,96	4,76
H_2O unter 110°	0,12	0,15	0,13	0,11	0,07
H_2O über 110°	0,35	1,14	0,57	0,48	1,24
	100,44	99,68	100,09	99,46	100,15.

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO_2	72,11	45,17	55,78	60,38	54,55
TiO_2	Spur	1,47	1,54	1,64	1,98
Al_2O_3	14,58	13,00	16,98	15,74	16,87
Fe_2O_3	0,57	9,08	4,07	5,10	6,61
FeO	—	5,04	3,43	1,13	1,43
MgO	0,29	6,66	3,61	2,82	2,47
CaO	2,63	12,64	2,52	4,77	6,95
Na_2O	6,64	2,72	5,05	3,37	4,85
K_2O	2,23	1,88	3,33	3,34	2,28
H_2O unter 110°	0,69	0,10	0,17	0,07	0,25
H_2O über 110°		2,12	3,04	1,95	1,41
	99,74	99,88	99,52	100,31	100,03.

I. Granit (porphyrisch) Voralp.
II. Granit (Quarzsyenit) Voralp.
III. Granitporphyr, Gangmitte, Voralp.
IV. Granitporphyr, Salband, Voralp.
V. Hornblendeminette, Voralp (mit 1,82 P_2O_5).
VI. Aplit aus Injektionsamphibolit, Hohmad.
VII. Dunkler Amphibolit, Trift.
VIII. Diorit-Porphyrit, Sustenjoch.
IX. Hornblendedioritporphyrit, NW. Grat Stücklistock.
X. Labradoraugitporphyrit, Maasplankenstock (mit 0,38 P_2O_5).

Sämtliche Analysen wurden auf die Osann'schen Typenformeln berechnet und mit den von Osann aufgestellten Gesteinstypen verglichen. Zum Schluß wird der Versuch gemacht, die beschriebenen Gesteine von einem gemeinsamen Magma abzuleiten. **H. Preiswerk.**

A. Harker and C. T. Clough: The tertiary igneous rocks of Skye. (Mem. geol. Survey United Kingdom. Glasgow 1904. I—XI, 1—481. 27 Taf. 1 geol. Karte. 81 Textfig.)

Das klassische Gebiet von Skye erhält hier in einem stattlichen Bande eine gründliche und inhaltsreiche Schilderung auf Grund mehrjähriger Aufnahmearbeiten der Verf.

In der Reihenfolge der eruptiven Tätigkeit wird unterschieden 1. eine älteste, vulkanische Phase, eine mittlere, plutonische und als jüngste eine „Phase der geringeren Intrusionen“ [1].

1. Vulkanische Phase. Sie beginnt mit der Bildung von Eruptionsschloten, durch die tuffiges Material gefördert wurde. Auf sie folgt der Erguß sehr mächtiger Lavamassen aus einem ausgedehnten System von Spalten, ergossen über einen sehr unebenen und vielfach gestörten Untergrund von Jura, Kreide und Cambrium. Die Mächtigkeit dieses selbst wieder vielfach gestörten und auch intensiv erodierten Komplexes entzieht sich einer genauen Schätzung. Den Lavaströmen sind vulkanische Agglomerate und Tuffe eingelagert und zwar vorwiegend an der Basis, die 1000—1200 Fuß maximale Mächtigkeit erlangen. Sie sind besonders durch ihre Führung von Granit-, Gabbro- und Granophyrbruchstücken von Interesse, die auf tiefer liegende Intrusivmassen hindeuten und deren lokale Verbreitung auch derjenigen der jüngeren Gabbro- und Granitmassen entspricht. Die Laven sind mandelsteinartige, feinkörnige, z. T. porphyrische schwarze Gesteine, die aus Labrador, Augit, Olivin — der lokal durch Hypersthen ersetzt wird — Eisenerz und Apatit sowie sekundären Mineralien aufgebaut sind und als Olivinbasalte, olivinfreie Basalte, Hypersthenbasalte, Augitandesite als Übergangsgestein zu sauren Typen, unterschieden werden, kartographisch aber nicht zu trennen sind; auch eine bestimmte Eruptionsreihenfolge hat sich nicht feststellen lassen.

[1] Vergl. auch das Ref. dies. Jahrb. 1903. I. -420- u. -421-.

Die in den Tuffen so häufigen Granit- und Gabbrobruchstücke fehlen hier völlig.

Als Produkt postvulkanischer Thermaleinwirkung auf die noch in der Abkühlung begriffenen Gesteine wird die sehr reichliche Ausfüllung der Blasenräume mit Zeolithen angesehen (Thomsonit, Skolezit, Mesolith, Laumontit, Stilbit, Chabasit u. a.), wozu noch Chlorite, Calcit, Chalcedon, selten Quarz kommen. Die normale Verwitterung bringt dagegen außer Chlorit, Serpentin und Calcit jene eisenschüssigen, gelegentlich in bauxitartige Produkte übergehenden Tone hervor, die auch zwischen einzelne Ströme in schwachen Lagen eingeschaltet sind, und als Plinthit bezeichnet wurden.

Unter dem Kontakteinfluß der jüngeren Intrusivmassen (Gabbro etc.) bildet sich in den Basalten uralitische Hornblende aus dem Augit, Biotit aus dem Chlorit, der Feldspat wird umkristallisiert; Epidot ist häufig. In den Blasenräumen werden die Zeolithe zu Kalknatronfeldspäten umgewandelt, assoziiert mit Epidot, Augit und Hornblende. Im unmittelbaren Kontakt entstehen echte Hornfelse, die mit Pyroxengranuliten verglichen werden; sekundäre Hornblende fehlt hier völlig, der Augit kristallisiert lediglich um.

Rhyolithische und trachytische Tuffe und Laven sind, wie im gesamten britischen Eruptivgebiet, so auch auf Skye nur von untergeordneter Bedeutung. Sie kommen an zwei Stellen vor, über- und unterlagert von, und z. T. gleichalterig mit gewissen Basalten; sie zerfallen in drei Abteilungen, eine ältere, vorwiegend aus Trachyten, eine mittlere aus Rhyolithtuffen und -breccien und eine hangende aus Rhyolithen aufgebaute, die unter sich und mit den Basalten in recht komplizierter Weise verknüpft sind. Sie alle sind wahrscheinlich von einem sich in westlicher Richtung fortbewegenden Zentrum aus ausgeworfen worden. Den einförmigen biotit- und augitführenden Trachyten sind 4 Ströme von Andesit und spärliche vulkanische Agglomerate eingeschaltet.

2. Plutonische Phase. Ultrabasische Gesteine leiten die zweite Phase ein; aus ihrer Form und dem mehrfach beobachteten Zusammenhang mit Zuführungskanälen wird auf ursprünglich lakkolithische Lagerung geschlossen. Der nachfolgende Gabbro aber hat in den meisten Fällen diese primäre Lagerung sehr gestört, große Teile schollenartig umhüllt, zerbrochen und durchtrümert, so daß für manche diese Deutung zweifelhaft erscheint. Die Mineralien Olivin, Augit (Diallag z. T.), Enstatit, Anorthit, Chrommagnetit oder Chromit, Picotit, Pleonast, braune Hornblende und Biotit treten zu folgenden Gesteinstypen zusammen: Dunit, meist reich an Spinell (selten), Augit-Diallag oder Anorthitperidotit, Pikrit (Hauptmasse der ultrabasischen Gesteine), Troktolith (Olivin-Anorthit mit oder ohne Augit), Norit (Enstatit-Anorthit); dazwischen sind alle möglichen Übergänge vorhanden. Die geologische Verknüpfung der Typen findet auf dreierlei Art statt: 1. Bänderung, oft sehr feinstreifige schlierige Anordnung. 2. „Xenolithische“ Struktur: Einschlüsse, meist gerundet, der einen Varietäten (besonders Pikrit und Troktolith) in den

andern; sie mögen z. T. aus tiefer gelegenen Erstarrungsmassen, oder auch von bereits verfestigten und dann losgelösten Teilen des Lakkolithen herrühren. 3. „Segregationsgänge." Am Kontakt mit dem Sediment sind deutlich Resorptions- und metamorphische Erscheinungen zu beobachten; eine Kontaktwirkung von seiten des jüngeren Gabbro ist zweifelhaft.

Der die zweite Hauptintrusion der plutonischen Phase bildende Gabbro tritt sowohl stockförmig als auch lakkolithisch auf. Letzteres ist der Fall bei dem Hauptvorkommen der Insel, dem von Cuillins. Der sehr flache Lakkolith wird von Basalt und Jura unter- und wahrscheinlich auch von Basalt überlagert; die Regelmäßigkeit seiner Gestalt wird durch eine Anzahl von Anti- und Synklinalen seiner Unterseite gestört, deren eine mit der Intrusion des jüngeren Granits in Zusammenhang steht. Die Intrusivmasse selbst ist aufgebaut aus einer sehr großen Zahl gleichsam deckenförmig übereinanderliegender Sonderintrusionen, die petrographisch sehr mannigfach entwickelt sind; diesen bunten Wechsel erhöhen noch schmale lagenartige Massen von Basalt, die zwischen den einzelnen Intrusionen liegen, und ursprünglich wohl mit den umgebenden Basaltmassen in Zusammenhang gestanden haben. Die obersten Gabbrolagen sind wahrscheinlich die jüngsten, da ihre Zuführungskanäle oft die unteren durchsetzen. Wie bei den Peridotiten ist auch hier das Vorkommen gebänderter Gesteine sehr häufig, besonders in den zentralen Teilen; die Bänderung zeigt sowohl wie die ganze Form des Lakkolithen eine Neigung nach einem in der Mitte des Eruptivgebietes gelegenen Punkt hin. Die Emporpressung des Gabbros geschah wahrscheinlich durch ein recht unregelmäßig verlaufendes Netz von Spalten, der Zusammenhang solcher Zuführungskanäle mit dem Gabbro im Lakkolithen wurde mehrfach konstatiert. Die Grenze zum Basalt ist bald scharf, bald, besonders bei den eingeschlossenen Partien, durch Resorption verschwommen; sie sind gelegentlich bis auf die Ausfüllungsmasse der Mandeln resorbiert.

Der Gabbro von Broadfort, an Masse bedeutend kleiner, setzt stockartig in cambrischen Kalken auf, wird aber da, wo er an Torridonsandstein oder Basalt stößt, lagerförmig. Geringere Gabbromassen außer diesen sind z. T. stockartig, z. T. lakkolitisch. Plagioklas (Labrador-Anorthit, selten saurer) und Augit (Diallag) sind immer, Olivin und Magnetit oft, aber in sehr wechselnder Menge vorhanden; selten sind Hypersthen, Biotit, Apatit, Quarz, Orthoklas, Granat, Titanit, Ilmenit, Pyrit. Diese bilden folgende Varietäten: Gabbro, in Olivingabbro und Peridotit übergehend, diabasisch struierten Gabbro, granulitischen Gabbro, mit Pyroxengranuliten verglichen (von Rosenbusch für Beerbachit gehalten), pegmatitischer Gabbro. Von den gebänderten Gabbros sind die gangförmigen besonders interessant, deren Habitus durch wiederholte Intrusion erklärt wird. Die extremste, ultrabasische Form innerhalb der Bänder des Gabbrokomplexes ist eine fast nur aus Augit und Magnetit bestehende Schliere. Auch der bei den Peridotiten so häufige xenolithische Verband der verschiedenen Typen tritt hier auf. Die Einwirkung der nachfolgenden

Granite, soweit sie als Kontaktmetamorphose bezeichnet werden kann, ist fraglich, und jedenfalls nicht sehr bedeutend.

Die auf den Gabbro folgenden Granite treten gleichfalls teils lakkolithisch, teils stockartig auf; zu ersterer Art gehört das Hauptgranitvorkommen, das der Red Hills; es ist ein durch mehrfache Komplikationen unregelmäßig gestalteter Lakkolith, dessen hangende Seite z. T. vom Gabbro gebildet wird: wie bei diesem sind auch im Granit zahlreiche Intrusionen, Xenolithen und gebänderte Abarten zu beobachten. Anders verhalten sich die Stöcke, besonders interessant durch ihr verschiedenes Verhalten zu verschiedenem Nebengestein: im Kalk zeigen sie glatte Grenzen, keine Resorptionserscheinungen; im Torridonsandstein keilt sich der Granit in zahlreichen, langen Zungen aus; im Basalt sieht man kleine Verästelungen, während der Gabbro von zahlreichen Apophysen durchtrümert stellenweise wahre Breccien von Gabbro, durch Granit verkittet, bildet und überhaupt leicht von ihm durchdringbar gewesen sein muß. An der Grenze nach außen treten gelegentlich granophyrische, sphärolithische, auch fluidale Gesteinsfazies auf.

Die Granite zerfallen in zwei Gruppen: die erste mit 75—77 % SiO_2 führt Biotit, die zweite mit 70—72 % SiO_2 Hornblende oder Augit als farbigen Gemengteil, die „Granophyre" meist nur Augit. Auffallend ist ein vereinzeltes Vorkommen von Riebeckitgranophyr. Als „Granophyr" werden auch die Granite bezeichnet, deren Gemengteile in einer Generation entwickelt sind und die besser als mikropegmatitische Granite zu bezeichnen wären. Die Zahl der Strukturmodifikationen ist beträchtlich, doch soll hier nicht näher darauf eingegangen werden.

Sehr interessant sind die Kontaktwirkungen des Granits. Im cambrischen Kalk, der etwas dolomitisch ist, findet dadurch eine Art von Entdolomitisierung statt, indem die MgO- mit dem SiO_2-Gehalt des Kalks (Spongiennadeln etc.) in Tremolith, Diopsid, Forsterit, Vesuvian, Granat, Brucit u. a. gebunden wird, während der restierende CaO als Marmor umkristallisiert. Wichtiger noch sind die Verhältnisse am Kontakt von Gabbro und Granit. Der Hauptzug ist der, daß der Gabbro durch Aufnahme von saurem Material saurer, der Granit durch den umgekehrten Vorgang basischer wird. Dies beginnt mit einer Auflösung des Gabbros in Xenolithe und Xenokristalle, die im Granit schwimmen und mehr oder weniger vollständig resorbiert werden; der Gabbro-Augit wird dabei in Hornblende verwandelt; Augit und Hornblende kristallisieren aber auch selbständig aus dem chemisch veränderten Granitmagma aus: der Gabbrofeldspat gibt im Granit Veranlassung zur reichlicheren Entwicklung von saurem Plagioklas; in die Xenolithe selbst tritt Quarz ein, die Plagioklase werden saurer. Hornblende verdrängt den Augit, Biotit wird neugebildet: für ein eigentümliches Mischgestein dieser Art, von dem aber, da es eine besondere Intrusion darstellen soll, angenommen wird, daß es diese Beschaffenheit schon vor der Intrusion, also in tieferem Niveau erhalten hat, wird der Name Marscoit gebraucht; auch von ihm kommen umgewandelte Xenolithen im Granit vor.

Petrographisch noch deutliche Beziehungen zu der vorigen Phase aufzuweisen hat die nächst jüngere Gruppe von Intrusionen, die als „gemischte“ (composite) Gänge und Intrusivlager (sheets, sills) bezeichnet werden. Sie dringen mit Vorliebe an solchen Stellen empor, wo schon ältere Massen sich ihren Weg gebahnt haben. Da sie alle zur zweiten Klasse von Judd (wiederholte Intrusion in eine Spalte) gehören, sind sie bald symmetrisch bald unsymmetrisch, und bestehen aus 2, 3 und mehr verschiedenen Teilen, wobei jedoch die sauren Typen stets die jüngsten sind. Differentiation an Ort und Stelle ist nirgends nachzuweisen. In den Intrusivlagern hat das saure Magma seine Bahn entweder zwischen zwei oder auch mehreren basischen Lagen genommen, oder eine Fläche geringeren Zusammenhangs in einem solchen benutzt; dabei bildet es gelegentlich lentikuläre Anschwellungen, umschließt wohl auch größere Partien des basischen Materials. Die Grenzen zwischen beiden Gesteinen sind in der Regel scharf, gleichwohl ist eine Beeinflussung der verschiedenen Magmen durcheinander zu konstatieren: das basische wird durch die Aufnahme von Alkalifeldspat und Quarz saurer, die Ca Na-Feldspate desgleichen usw. Nur in einem Falle konnte ein ganz allmählicher Übergang aus dem zentralen Felsit in die Basalte der hangenden und liegenden Grenzschichten konstatiert werden; dies Verhalten wird darauf zurückgeführt, daß der Basalt zur Zeit der Felsitintrusion noch flüssig war. In dünnen Intrusivlagern kommt auch die glasige Ausbildungsweise eines Mischgesteins vor; solche Verhältnisse werden analog wie beim Marscoit durch Mischung vor der Intrusion erklärt.

3. Phase der geringeren Intrusionen. Die dritte Phase beginnt mit der Intrusion sehr zahlreicher und mächtiger Intrusivlager (sills) in die älteren Basalte und die Juraschichten, außerhalb der zentralen Eruptivmassen von Skye, also aus einem andern Eruptivzentrum. Diese „Sills der großen Gruppe“ werden bis über 200 Fuß mächtig, treten aber gelegentlich zu Komplexen zusammen, die über 500 Fuß dick werden. Den zentralen Eruptivmassen und ihrem Kontakthof nähern sie sich nur bis auf einen Abstand von etwa einer Meile. Auch hier sind die höher liegenden Teile im allgemeinen später intrudiert als die tieferen. Säulenförmige und plattige Absonderung ist häufig. Petrographisch sind die als Olivindolerit bezeichneten Gesteine sehr eintönig, auch Kontaktwirkung und das Auftreten von Xenolithen spielt hier keine große Rolle.

Jünger als die „große Gruppe“ ist die „kleine Gruppe der basischen Intrusivmassen“, doch ist gerade hier, infolge der monotonen petrographischen Beschaffenheit u. a. die Altersfolge schwerer zu eruieren. Von Interesse sind die „gemischten“ Lager vom Roineval-Typus, die aus einem porphyrischen Olivindolerit im Hangenden und einem dunkeln, dichten Gestein im Liegenden bestehen, das als Mugearit bezeichnet wird; dieser entsendet lokal Apophysen in den Dolerit, auch Mischgesteine treten auf. Er besteht aus Oligoklas, Orthoklas, wenig Augit und etwas mehr Olivin; die Struktur ist trachytisch; in basischen Typen spielt Magnetit eine große Rolle.

Als „geringere saure Intrusionen“ sind zusammengefaßt: 1. Apophysen des Granits, also ältere Bildungen, 2. als selbständige Intrusivmassen: jüngerer Teil, z. T. vielleicht mit den sauren Massen der „gemischten“ Intrusionen gleichaltrig. Es sind Gänge, die NW.—SO. streichen, und Intrusivlager, die auf eine in gleicher Richtung gestreckte Zone um die zentralen Eruptivmassen beschränkt sind. Es sind mikrogranitische, granophyrische, auch quarzfelsitische und sphärolithische Typen vorhanden, die z. T. rhyolithischen Charakter annehmen. Gewisse trachytische und orthophyrische Gesteine scheinen gleichfalls hierher zu gehören.

Einen besonders charakteristischen Zug in der Geologie von Skye bilden die zahllosen Gänge basischer Gesteine, die bald vereinzelt, bald schwarmartig, bald auch zu Gangbündeln (2—12) vereinigt vorwiegend in der Richtung NW.—SO. bis NNW.—SSO. verlaufen, und bis über 100 Fuß mächtig werden. Ihre Verbreitung hängt von dem Gestein ab das sie durchsetzen: der Gabbro enthält viel mehr als der Granit, die vulkanischen Agglomerate weniger als die Laven usw. Eine roh radiale Anordnung um das Eruptivzentrum ist trotz des im allgemeinen parallelen Verlaufs zu konstatieren. Ihr Alter läßt sich in den Gebieten außerhalb der Hauptintrusivmassen oft kaum mit genügender Sicherheit angeben, da auch ältere basische Gänge, die Zuführungskanäle der Laven, existieren. Wichtig ist hierbei, daß die Sills der großen Gruppe von Verwerfungen betroffen sind, welche die jüngern Gänge nicht berühren. Die Gesteine der Gänge sind vereinzelte grobkörnige Diabase, meist aber nicht porphyrische Basalte (Plagioklas- und Olivineinsprenglinge: Beinn Dearg-Typus; Plagioklaseinsprenglinge, reichliche Xenolithe: Suardel-Typus), auch porphyrischer Olivindolerit (Gheall Gillean-Typus) und schließlich Mugearitgänge treten auf. Glas ist in den Gesteinen im allgemeinen selten, doch kommen bis 3 Zoll dicke glasige Salbänder bisweilen vor, besonders im Sedimentgebiet, und sehr schmale Gänge werden ganz glasig. Auffallenderweise ist ihr spez. Gew. höher als das der kristallinen Gangmitte (Differentiation von Eisenoxyden nach dem Salband?). Der Übergang zum normalen Gestein ist durch eine große Reihe strukturell abweichender Glieder hergestellt, die durch die reichliche Entwicklung sphärolithischer Strukturen interessant sind. Gewisse weniger basische Tachylite von hellerer Färbung neigen weniger zur Sphärolithbildung und stehen den Mugeariten nahe.

Von Xenolithen, die aus dem Nebengestein stammen („accidental xenoliths“) bedingt besonders Quarz durch seine Resorption namhafte Veränderungen im Gestein; die „cognaten“ Xenolithe oder Xenokristalle zeigen um so größere Veränderung, je mehr ihre Zusammensetzung von der des Ganges abweicht, also z. B. Granit mehr als Gabbro. Die Umwandlung bewegt sich im ganzen auf derselben Linie wie die schon erwähnten Vorgänge bei Xenolithen im Gabbro etc.

Eine besondere Gruppe bilden die basischen Gänge und Intrusivlager der Cuillins, die auf das Gabbrogebiet beschränkt, eine ausgesprochen

	Regionale Serie	Lokale Serie
Vulkanische Phase		Die ersten vulkanischen Produkte, Tuffe, Explosionsröhren.
	Ströme von Basalten mit untergeordneten Augitandesiten, Spaltenergüsse.	
Plutonische Phase	basisch	Peridotite, Lakkolithen? Gabbro, Lakkolithen und Stöcke.
	sauer	Granit desgl.
	sauer + basisch.	Gemischte Intrusionen.
Phase der geringeren Intrusionen	Große Gruppe der basischen Intrusionen.	
	Basische NW.—SO.-Gänge, wahrscheinlich verschiedenen Perioden angehörig.	sauer: Saure Intrusionen (um das Eruptivzentrum geordnet).
		Basische Intrusionen (auf das Gabbrogebiet der Cuillins beschränkt).
		basisch: Ultrabasische Intrusionen (um das Eruptivzentrum geordnet).
		? Augitandesite und Pechsteine.

radiale Anordnung besitzen; innerhalb der Gruppe lassen sich wieder verschiedene Altersstufen erkennen.

Ultrabasische Gesteine bilden den Schluß der Gangepoche. Sie finden sich gangförmig in radialer Anordnung in den Cuillins, auch gehören zu ihnen Sills im Torridon und wahrscheinlich ein kleiner Stock. In petrographischer Hinsicht wird ihr hypabyssischer Charakter besonders betont; Olivin — oft als Einsprengling, Augit (nie Diallag), Picotit, selten Feldspat, sind die Mineralien; sie treten zusammen zu sehr olivinreichen Peridotiten, Pikrit und Übergangsgesteinen zum Olivinbasalt und Olivingabbro.

Die geologische Stellung einer Anzahl von Trachyt- und Trachyandesitgängen ist nicht ganz sicher, obwohl sie als zu den jüngsten Gliedern des Gebiets gehörig bezeichnet werden; petrographisch interessant, aber geologisch auch nicht ganz sicher zu interpretieren sind Augitandesite und teilweise entglaste Pechsteine.

In einem allgemeinen Überblick über das Gebiet wird scharf getrennt zwischen regionalen und lokalen Ursachen der eruptiven Ereignisse. Regional wirkt der Einbruch des atlantischen Beckens; die dabei entstehenden Spalten geben zunächst den alten Laven Gelegenheit zur Eruption, später folgen die „Sills der großen Gruppe“ und auf sie, die Haupt-

spaltenbildung kennzeichnend, die basischen Gänge. Charakteristisch ist für die regionale Serie die monotone Zusammensetzung der Gesteine. Für die lokale Tätigkeit sind gewisse Eruptivzentren maßgebend, die an Stellen liegen, wo faltende Bewegung der Erdrinde sich mehrfach wiederholt hat (auf Skye prätriadisch und prätertiär); die lokalen Herde zeigen im Gegensatz zu dem regionalen Gebiet stets eine wohl schon vor dem Intrusionsvorgang der Hauptsache nach beendete weitgehende Differentiation in Teilmagmen. Eine schematische Darstellung wird diese und verschiedene andere Verhältnisse am kürzesten erläutern (p. 70).

Eine Auswahl der in der Arbeit mitgeteilten Analysen möge eine Anschauung von den chemischen Verhältnissen der Gesteine von Skye geben:

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	46,61	46,39	70,34	46,13	49,24
TiO_2	1,81	0,26	0,46	3,60	1,84
Al_2O_3	15,22	26,34	13,18	17,07	15,84
Cr_2O_3	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.
Fe_2O_3	3,49	2,02	2,65	6,61	6,09
FeO	7,71	3,15	2,24	8,20	7,18
MnO	0,13	0,14	0,19	0,28	0,29
MgO	8,66	4,82	0,40	4,38	3,02
CaO	10,08	15,29	1,24	7,15	5,26
Na_2O	2,43	1,63	3,61	3,58	5,21
K_2O	0,67	0,20	4,90	1,19	2,10
H_2O (>105°)	2,07	0,48	0,76	1,71	1,61
H_2O (105°)	1,10	0,10	0,46	0,59	1,08
CO_2	Sp.	—	—	—	—
P_2O_5	0,10	Sp.	0,10	0,09	1,47
Sa.	100,08[1]	100,82	100,55[2]	100,61[3]	100,46[4]
G.	2,87	2,85	2,66	2,91	2,79

I. Olivinbasaltlava. Drynoch.
II. Olivingabbro des Cuillinlakkolithen. Westufer d. Sligachan.
III. Hornblendegranophyr. Druim Eador da Choire.
IV. Olivindolerit. „Sill“ nördlich von Broc bheinn, 4 miles von Sligachan.
V. Mugearit. Druim na Criche. 5 miles von Portree.
Sämtliche Analysen von Pollard. **O. H. Erdmannsdörffer.**

Otto Nordenskjöld: Petrographische Untersuchungen aus dem westantarktischen Gebiete. (Bull. geol. instit. Univ. Upsala. 6. 1902—03. No. 11, 12. Upsala 1905. 234—246. Mit 1 Taf.)

[1] Mit Sp. von NiO und CoO.
[2] Mit 0,02 Cl und Sp. von BaO und Li_2O.
[3] Mit 0,03 V_2O_3.
[4] Mit Sp. von NiO, CoO, SrO, 0,09 BaO, 0,18 F, 0,03 S. Sa. 100,53—0,07 O statt F.

Die Arbeit ist nur eine vorläufige Mitteilung über die von der schwedischen Südpolarexpedition gesammelten Gesteine. Dieselben stammen teils von der Hoffnungsbucht am Westufer des Sundes zwischen Joinville-Insel und Louis Philipp-Land und aus der östlich vorgelagerten Zone von den Seymour- und Paulet-Inseln. Es ergibt sich eine analoge Verteilung wie in Südamerika: westlich ein hohes Bergland, die sogen. antarktische Kordillere, mit westlich vorgelagerter Inselkette, zum großen Teil aus älteren Sedimenten und aus massigen Tiefengesteinen bestehend — östlich ein flacheres Land mit Schichten der Kreide und des Eocän und mehrfachen jüngeren Eruptivgesteinen (Basalten), Tuffen und zerstörten Kraterkegeln. Dem jungen patagonischen Vorland fehlt ein antarktisches Analogon. In den Gebirgsketten sind die gleichen natronreichen banatitischen Granite beobachtet, wie im Feuerland, in Südamerika und Nordamerika, so daß dieser Andentypus jetzt über 125 Breitegrade bekannt ist. An dieselben schließen durch Übergänge Diorite, Gabbros, ja selbst Peridotite an. Phyllite, Konglomerate und Sandsteine sind dort verbreitet; in einer Gruppe fanden sich jurassische Pflanzen ohne Unterlagerung durch marine Schichten; als Abschluß des Ganzen stellen sich mächtige Tuffbildungen ein. In der östlichen Zone werden die liegenden Schichten der Kreide zugerechnet, die oberen mit Zeuglodonten, altertümlichen Pinguinen und Pflanzen dem Alttertiär. Decken von Basalt, mächtige Gänge mit Knotenschiefer an den Kontaktstellen, Tuffe und Krater (Paulet-Insel) gehören der jüngsten Zeit an. Bei der Ähnlichkeit des Baus mit Südamerika bleibt nur die Frage, wie wir uns den Zusammenhang zu denken haben. Selbst bei der Annahme eines beide Kontinente verbindenden Inselbogens nach Art der Antillen sind noch zwei Möglichkeiten gegeben, die eine über die Sandwich-Inseln, die andere über Südgeorgien. Von letzteren Inseln liegt altes und neugesammeltes Gesteinsmaterial vor. Dieses ist aber ganz anderer Art und daher eine Verbindung nach dieser Richtung unwahrscheinlich. **Deecke.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

A. V. Bleininger: The Manufacture of Hydraulic Cements. (Geol. Surv. of Ohio. (4.) Bull. 3. 391 p. 81 Fig. 1904.)

Das Buch soll nach der Absicht des Verf.'s eine zusammenfassende Darstellung der Zementfabrikation mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Staate Ohio geben; es ist in erster Linie für Zementtechniker und Chemiker bestimmt, soll aber auch Nichtfachmännern verständlich sein. Der Stoff ist in 9 Kapitel geteilt: I. Allgemeine Bemerkungen über Zement, II. Rohmaterialien, III. deren chemische und physikalische Untersuchung. Es folgt unter IV. die Verarbeitung von Pozzuolan und natürlichen Zementen; V.—IX. ist dem Portlandzement gewidmet. V. Das Wesen des Portlandzementes gibt eine Übersicht über die Theorie, der sich

unter VI. die Vorschriften für die Berechnung der zu brennenden Mischung anschließen; VII. behandelt die Gewinnung und Vorbereitung der Rohmaterialien, VIII. den Brennprozeß und das Mahlen des Klinkers, IX. die Eigenschaften und Prüfung des fertigen Produktes. Ein ausführliches Sachverzeichnis schließt das Buch ab. **Milch.**

F. H. Eno: The Uses of Hydraulic Cements. (Geol. Surv. of Ohio. (4.) Bull. 2. 260 p. 21 Taf. 157 Fig. 1904.)

Der ausschließlich technische Inhalt des Buches ist nach einer kurzen historischen Einleitung eingeteilt in: Anwendung von Zement zu Mörteln, zu Beton (concrete) und zu Eisenbeton (reinforced concrete oder steel concrete). Ein Schlußkapitel beschreibt die zur Herstellung von Mörtel und Beton aus Zement erforderlichen Maschinen und Werkzeuge. **Milch.**

P. Krusch: Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -36—39-. 1904.)

Da der Vortragende eine ausführliche Arbeit über den Gegenstand in nahe Aussicht stellt, sei hier nur auf folgende Tatsachen hingewiesen:

Der Baryumgehalt der westfälischen Spaltenwässer ist so gut wie beschränkt auf das Gebiet, in welchem sich zwischen die Kreidedecke und das Prod. Carbon Buntsandstein und Zechstein einschieben.

Auf dem kgl. Steinkohlenbergwerk ver. Gladbeck, das sich durch reichlichen rezenten Absatz von Schwerspat auszeichnet, ließ sich nachweisen, daß die Spaltenwässer im Buntsandstein das Baryum führen, während die Schwefelsäure, die im allgemeinen in allen Schichten des Gebietes in Spalten vorkommt, hauptsächlich den Gesteinen im Liegenden des Buntsandsteins entstammt; erst nach Vereinigung der beiden verschieden zusammengesetzten Spaltenwässer ist Schwerspatbildung möglich. Die Häufigkeit älterer Schwerspatbildung, besonders seine weite Verbreitung nach Süden und seine rezente Bildung nur in der Nähe des Buntsandsteins legt den Schluß nahe, daß zur Zeit der früheren Bildung des Schwerspats auf Querverwerfungen die Buntsandsteindecke weiter nach Süden reichte.

Der Umstand, daß eine Reihe der westfälischen Querverwerfungen im Devon als Erzgänge (Bleiglanz und Zinkblende neben Quarz) entwickelt sind, während sie im Carbon viel Schwerspat und nur untergeordnet Erz und Quarz enthalten, kann sowohl durch primäre Teufenunterschiede (Einwirkung des in verschiedenem Niveau natürlich verschieden hohen Druckes auf die Ausscheidung aus der Lösung), wie auch durch die Annahme erklärt werden, daß im Laufe der geologischen Zeiträume die Spaltenwässer eine Änderung in der Zusammen-

setzung erfahren haben: es hätten sich dann die Erzgänge im Devon darstellenden Teile vor der Zufuhr des Baryums gebildet (vielleicht im Spätcarbon), während das Baryum frühestens zur Buntsandsteinzeit in die Spaltenwässer gelangte. **Milch.**

I. **G. Gürich**: Mitteilungen über die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. -123—127-. 1 Taf. 1904.)

II. **R. Michael (und E. Beyschlag)**: Die oberschlesischen Erzlagerstätten. (Ibid. **56**. -127—139-. 1904.)

III. **A. Sachs**: Die Erzlagerstätten Oberschlesiens. (Ibid. **56**. -139—140- u. -269—272-. 1 Taf. 1904.)

IV. **E. Beyschlag**: Diskussions-Bemerkung. (Ibid. **56**. -140-. 1904.)

I. G. Gürich unterscheidet ein zentrales und ein peripheres Gebiet der oberschlesischen Erzlagerstätten; in den letzteren erkennt man die Einwirkung der Atmosphärilien und des miocänen Meeres. Das Ausgehende der Lagerstätten wurde von den Gewässern verarbeitet (Hornblei von Miechowitz), die Eisenerze über den Rand der Mulde mechanisch hinweggetragen, ein Beweis, daß die peripheren Teile der Erzlagerstätte vor Ablagerung der miocänen Meeresbildungen in Form eines „eisernen Hutes" vorlagen.

Vortragender berichtet ferner über das Auftreten von Verwerfungsklüften, angefüllt mit Gangletten und Dolomitbreccien und ohne wesentliche Erzführung auf Jenny-Otto-Grube. Begleitet werden sie von Zerreißungsklüften, die mehr den Charakter von Auswaschungen tragen; sie sind von Erz (vorwiegend Markasit, aber auch mulmiger Bleiglanz) erfüllt. Diese Erzausfüllungen hält Vortragender für nachträgliche Bildungen; in der Tatsache, daß unbeeinflußt von Kluftsystemen auch ärmere Erzmittel verbreitet sind, sieht Vortragender den Beweis für die zuerst von Fr. Bernhardi ausgesprochene und vom Vortragenden vertretene Ansicht von der syngenetischen Natur der Lagerstätte im allgemeinen — nur die Anreicherung längs der Hauptzirkulationskanäle der unterirdischen Wässer erfolgte später, gleichzeitig mit der Kluftbildung.

Ferner lassen sich gewisse Stellen der Erzlagerstätte, in denen Dolomittrümmer eine durch dünne Erzkrusten zementierte Breccie bilden, direkt mit Dolomittrümmermassen vergleichen, die infolge des Abbaus auf der Jenny-Otto-Grube durch zum Bruche gegangenen Dolomit im Hangenden der abgebauten Lagerstätte entstanden sind; Vortragender nimmt jetzt daher für die Krustenerzpartien, welche die gleiche Struktur aufweisen, sowie für die höher liegenden Bleiglanzplatten, die dort entstanden, wo der Dolomit in Form weitaushaltender Schalen vom Dache sich loslöste, die entsprechende Entstehung an. Die Möglichkeit der mechanischen Zertrümmerung erblickt er in der plasti-

schen Natur der Vitriolletten, die bei tektonischen Störungen mitgeschleppt und in die Klüfte des Sohlensteins hineingepreßt werden, wodurch der Dolomit, dem die Sohle entzogen wird, nachbrechen muß.

Diese Erklärungen gelten für die nachträgliche höhere Erzanreicherung in tektonisch gestörten Bezirken; die körnige Ausbildungsform der Erzkörper und das sporadische Auftreten der Erze im kompakten Dolomit sind beweisend für die syngenetische Natur der Lagerstätte in ihrer ursprünglichen Form. Die Erze leitet Verf. aus dem Metallgehalt des oberschlesischen Carbons her; er nimmt an, daß das Triasmeer das Steinkohlengebirge zerstörte und dessen Metalle löste. Hin und wieder fanden schon Ausscheidungen der Metalle während der Wellenkalkbildung statt. Es bildete sich eine physikalische Grenze (Kante oder Barre) zwischen dem Schaumkalkmeer und dem Dolomitbecken; in diesem vollzog sich diagenetisch die Dolomitisierung der kalkigen Sedimente und gleichzeitig die Ausscheidung der sulfidischen Erze. Hierbei zeigt sich eine Bevorzugung der tonreicheren Partien; die Ausscheidung erfolgte nicht über den mergeligen Partien, wie es die Katagenese verlangen würde und nicht, den Anforderungen der Anagenese entsprechend, in ihrer Sohle, sondern gerade in den mergeligen Partien.

II. Der Bericht über die Untersuchungen von E. Beyschlag und R. Michael, über die eine ausführliche Abhandlung in Aussicht gestellt wird, beginnt mit einer Übersicht über den geologischen Aufbau der oberschlesischen Platte, so weit er für die Frage nach der Entstehung der Erze von Belang ist. Es wird eine Beuthener Steinkohlenmulde und eine Beuthener Triasmulde unterschieden, die sich in ihrer räumlichen Erstreckung nicht decken. Beide haben bei Beuthen das gleiche westnordwestliche Streichen; die Carbonmulde, die sich aus mehreren kleinen trichterartigen Mulden zusammensetzt, wird wie der Sattel nach Westen scharf durch die Orlauer Störungszone abgeschnitten. Die Triasmulde verbreitert sich nach NW. bei gleichzeitiger Wendung des Streichens nach Norden zur sogen. Tarnowitz-Peiskretschamer Mulde; ihr regelmäßiger Bau wird durch Verwerfungen erheblich modifiziert — schon die muldenförmige Lagerung der Trias ist eine Folge postjurassischer Gebirgsstörungen und die vollständige Schichtenfolge jüngerer Triasglieder zwischen Tarnowitz und Beuthen ist durch die Entstehung der schmalen Einsenkungsgebiete bedingt. Parallel dem Hauptstreichen dieser Mulden oder richtiger des herzynischen Beuthener und des südnördlichen Tarnowitzer Grabens verlaufen die bei solchen Vorgängen selbstverständlichen Schichtenbrüche und Verwerfungen und die meisten oberschlesischen Verwerfungen überhaupt, die häufig die jüngeren Ablagerungen gegen das Carbon begrenzen. Zusammenfallend mit dem nördlichen Randgebiet des Beuthener Grabens konnte auch im Carbon eine große Störungszone nachgewiesen werden.

Der Bau der Triasgräben ist selbst auf kurze Entfernungen mannigfachem Wechsel unterworfen; auch auf die Verteilung und Entwick-

lung der einzelnen Schichtenglieder haben die Störungen großen Einfluß ausgeübt. Während die Kalke und Dolomite des Röt, die untere Grenze der Trias in diesem Gebiet, ebenso die bisher als tiefster Muschelkalkhorizont aufgefaßten, mit den ersten in engem Zusammenhang stehenden kavernösen Kalke und die Chorzower Kalke (die Wellenkalkabteilung des unteren Muschelkalkes) über weite Strecken hin in gleicher Entwicklung ausgebildet sind, trifft man in der nächst jüngeren Schichtengruppe im gleichen Niveau, „selbst in einer angeblich regelmäßig aufgebauten Mulde auf der einen Seite die charakteristischen Bänke der Schaumkalkgruppe, auf der anderen Seite statt ihrer Dolomite", die ihre Hauptverbreitung im Beuthener und Tarnowitzer Graben (letzterer der östliche Teil der früheren Tarnowitz-Peiskretschamer Mulde) besitzen.

Die Untersuchung der Grundwasserzirkulation lehrte, daß, entgegen der früheren Annahme, die Zuflüsse stammen aus dem Buntsandstein, die Wasserzirkulation hauptsächlich auf Spalten in den tieferen Schichten der Trias verläuft, zunächst in den Spalten selbst, dann in ihrer Längsrichtung innerhalb der von Spalten durchsetzten durchlässigen oder zerklüfteten Schichten, unabhängig von den geographischen Niederschlagsgebieten, aber vorzugsweise in Versenkungsgebieten, wo heute oberflächlich auch die Dolomite des unteren Muschelkalkes entwickelt sind.

Aus diesen Verhältnissen, aus der scharfen Grenze zwischen Kalk und Dolomit in dem gleichen Horizont, sowie der durch zahlreiche Bohrungen bewiesenen westlichen Grenze der Dolomitausbildung in der Nähe der Orlauer Störungszone folgt, daß die Dolomite durch sekundäre Umwandlung von Muschelkalkschichten, hervorgerufen durch die intensive Grundwasserzirkulation, entstanden sind, die natürlich auf petrographisch verschiedene Gesteine verschieden stark einwirkte. Ein zusammenhängendes Dolomitgebiet besteht nicht, die vorhandenen kleineren Partien sind an Verwerfungen gebundene Schollen.

An diese Dolomitisierung hat sich nun eine zweite und weitere Umbildung des Gesteins angeschlossen, „die erste oder primäre Erzführung ursprünglich geschwefelter Metallverbindungen", die gleichfalls auf die Grundwasserzirkulation zurückgeführt wird und somit auch auf die tektonischen Störungen als erste Ursache zurückgeht: „Die Gesetzmäßigkeit dieser Störungen enthält gleichzeitig die Gesetze der Dolomitverteilung, der Erzverbreitung und der Grundwasserzirkulation."

Der Erzkörper bildet keine gleichmäßig verbreitete Schicht, Gebiete starker Anreicherung wechseln mit vollkommen tauben Partien; hingegen bestehen Beziehungen zwischen der Entwicklung der Erzlagerstätten und dem darunter liegenden Carbon. Gestörte Carbongebiete lassen über sich größere Erzanhäufungen voraussetzen, regelmäßig abgelagerte Schichten weisen auf arme oder völlig taube Partien im Deckgebirge hin. Die Erzanreicherungen finden ebenso an den meist nordsüdlich verlaufenden, aus dem Carbon in die Trias setzenden Ver-

werfungen wie an den herzynisch streichenden Randsprüngen statt; diese Verwerfungsspalten sind die Zuführungskanäle für die von unten aufsteigenden Erzlösungen gewesen.

Die obere Erzlage besitzt keine Niveaubeständigkeit und ist nur eine an Sprünge gebundene Gelegenheitserscheinung.

Gesetzmäßigkeit der Erzausscheidungen, Reihenfolge zwischen Bleiglanz, Zinkblende und Markasit, läßt sich nicht ermitteln.

Für den Ursprung der Erzlösungen wird auf den Zusammenhang der Dolomitverbreitung mit dem Vorkommen von produktivem Steinkohlengebirge mit mächtigen Flözen hingewiesen, ferner auf die sehr erhebliche Menge von Erzvorkommnissen im Steinkohlengebirge selbst, die auch hier in kompakten Massen an die Nähe von Spalten gebunden sind; sie scheinen gleichzeitig an die Nähe gewisser dolomitischer Gesteine gebunden zu sein und mit gleichzeitiger Anreicherung von Toneisenstein, bisweilen in abbaubaren Lagen, zusammenzufallen.

Einwirkung der aufsteigenden Lösungen finden sich auch im oberen Muschelkalk und Keuper (nördlich von Tarnowitz).

Diesen primären sulfidischen Lagerstätten stehen die oxydischen Lagerstätten als später entstandene gegenüber. Es wird unterschieden:

1. Der Eiserne Hut, der primäre sulfidische Erzlagerstätten bedeckt und auf den Eisengehalt des Markasits und der Zinkblende zurückgeführt wird.

2. Die oberschlesischen Eisenerzlagerstätten, trichterartige Einsenkungen und Taschen, angefüllt von fluviatilem, jung tertiärem Material, welche die anderwärts weggeführten, leicht löslichen Eisenverbindungen enthalten, die Spuren der weitverzweigten Systeme von Rinnsalen und Schluchten, welche die in das Tertiärmeer mündenden Flüsse geschaffen haben. Entsprechend der oberflächlichen Wasserzirkulation jener Zeit finden sie sich weit über das Gebiet der dolomitischen Gebiete hinausgehend.

3. Veränderte Erzvorkommen der besonders erzreichen Randgebiete. Diese Randgebiete erweisen sich noch heute im topographischen Bilde als große Auswaschungen; in ihnen „erfolgte eine weitgehende Oxydation der in den Grundwasserbereich gelangenden geschwefelten Erze, die sich als erdige Zinkcarbonate, als Galmei mit Weißbleierz und Brauneisen nicht nur in den Randzonen anhäuften und hier das falsche Bild einer Vereinigung von zwei Erzlagen hervorriefen, sondern sich auch auf die benachbarten Kalkgebiete erstreckten und dort als weißer Galmei Schlote und Taschen der Kalksteinoberfläche erfüllten".

Die nach der hier vertretenen Auffassung der Entstehung der oberschlesischen Erzlagerstätten „durchgeführten neueren Aufschlußarbeiten haben bereits ihre Erfolge gezeitigt".

III. A. Sachs tritt besonders auf Grund von Beobachtungen des Vorkommens von Bibiella (nordöstlich von Tarnowitz), „welches die Ver-

hältnisse der Beuthener und Tarnowitzer Mulde gleichsam in übersichtlicher Weise zusammengedrängt zeigt", wie früher R. Althans (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 12. 1891) für die Auffassung der oberschlesischen Erzlagerstätten als Konzentrationsprodukte herabrinnender Sickerwässer ein. Die Dolomitisierung erfolgte gleichzeitig mit und durch die erzhaltigen Lösungswasser; die oxydischen Erze sind nicht Umwandlungsprodukte der Sulfide, sondern „vorwaltend primäre Infiltrationsprodukte". Die Anreicherung in der Nähe der Klüfte „ist auch durch die Annahme einer Zuführung des Erzgehaltes von obenher erklärbar": zu ihrer Erklärung kann man neben der hier besonders lebhaften Zirkulation der mit Erzlösungen beladenen Wässer auch „die Bernhardi'sche Reduktionstheorie (Reduktion der Sulfate zu Sulfiden durch die Entgasungsprodukte der Steinkohlen) mit heranziehen" (vergl. über die Auffassung des Verf.'s auch Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 40 ff.). Die Tafel enthält zwei von Berginspektor Muschallik gelieferte Profile durch die Rokoko-Zinkerzgrube.

IV. E. Beyschlag erklärt, „daß für ihn die Bildung der dortigen Erzlagerstätten durch aus der Tiefe auf Spalten auch durch die Carbonformation aufsteigende Thermalwässer kein Zweifel sei. Das beweise die Mineralführung der Klüfte im Carbon." Er weist ferner darauf hin, daß die Frage der Genesis nicht unter Beschränkung auf Oberschlesien zu lösen sei. **Milch.**

Ant. Koch: Die geologischen Verhältnisse des Bergzuges von Rudobánya—Szt. András. (Mathem. u. naturw. Ber. aus Ung. **22**. 1904. 13—28. 1 Taf. geol. Profile.)

Dieser Bergzug (in der Nähe von Kaschau nordöstlich von Budapest) ist seiner Eisenerzlager wegen von bergmännischem Interesse. Er bildet den südöstlichen Rand des großen Triaskalk-Plateaus der Komitate Gomör und Abaúj-Torna und wird aufgebaut aus Werfener Schiefern, Mergelschiefern und Plattenkalken der unteren, sowie Kalksteinen der mittleren und oberen Trias, an welche am Ostrande des Bergzuges spärliche jungtertiäre Ablagerungen mit Limonitkonkretionen und diluviale Süßwasserkalke und Kalkbreccien angelagert sind, während der Bergrücken nordwestlich von Szin eine mächtige, ebenfalls dem Diluvium zugezählte Terra rossa-Decke trägt. Im Tale des Bodva-Flusses bei Szalonna werden die Werfener Schichten von Quarzporphyr durchbrochen.

Die Eisenerze, welche besonders bei Rudobánya und Felsö-Telekes großartig entwickelt und aufgeschlossen sind, setzen in den Mergelschiefern und dunkelgrauen Plattenkalken der unteren Trias auf, mit welchen sie konkordant nach 2^h streichen und steil bald nach SO., bald nach NW. einfallen. Da sie jedoch hauptsächlich entlang von Längsverwerfungsspalten des Gebirgszuges vorkommen, dürften sie nicht gleichalterig mit den sie einschließenden Triaskalken, sondern erst im jüngeren Tertiär nach der

Auffaltung des Karpathensystems durch Umwandlung der Kalksteine entstanden sein. Diese Metamorphose dürfte durch eisenbicarbonathaltige Thermen, die auf den Bruchlinien empordrangen, bewirkt worden sein. Demgemäß wären die Eisenerzlagerstätten des Rudobánya—Szt. Andráser Bergzuges als metamorphe Lager oder Stöcke aufzufassen. [Auf die anscheinend sehr vollkommene Übereinstimmung dieser ungarischen mit den Eisenerzlagerstätten von Vareš in Bosnien — vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -428- — sei besonders hingewiesen. Ref.] **Katzer.**

G. de Angelis d'Ossat: Sulle condizioni sfavorevoli per i pozzi artesiani tra Roma ed i Colli Laziali. (Atti R. Accad. d. Lincei. (5.) Rendic. Cl. sc. fis., mat. e nat. **13.** 6. Nov. 1904. 394—402. Mit 6 Fig. im Text.)

Es wird dargetan, wie nach den gesamten geologischen Verhältnissen es sehr unwahrscheinlich ist, zwischen Rom und den Monti Laziali durch eine Bohrung, selbst bis auf die marinen Mergel hinab, artesisches Wasser zu erschließen. Der einzige Wasserhorizont befindet sich in den roten Pozzolanen, nahe der unteren Grenze der vulkanischen Serie, liefert aber keine über Tag tretende Quellen. **Deecke.**

A. Piutti e L. d'Emilio: Analisi dell' acqua Apollo delle Sorgenti di Agnano. (Rendic. Accad. d. sc. fis. e mat. Napoli. (3.) **10.** fasc. 5—7. 1904. 91—108.)

Eine eventuell als Trink- und Tafelwasser geeignete alkalinische kohlensäurehaltige, Acqua Apollo genannte Therme des Agnano-Krater ist chemisch untersucht. Sie entspringt bei S. Germano, hat 20,7° Wärme, enthält freie und gebundene CO_2, ferner Schwefelsäure, Spuren von Bor- und Phosphorsäure, vor allem aber Natron und Kali, neben Magnesia, Kalk und Kieselsäure. Chemisch steht sie dem Apollinaris-Brunnen nahe. **Deecke.**

P. Pantanelli: Di un pozzo artesiano nella pianura fra Viareggio e Pietrasanta. (Proc. verb. Soc. Tosc. Scienze Nat. Pisa. 13. März 1904. **14.** No. 3. 68—70.)

Bei einem Wärterhause zwischen Viareggio und Pietrasanta auf der Eisenbahnlinie Pisa—Spezia ist eine 70 m tiefe Bohrung gemacht, die etwa 3 km vom Meer entfernt liegt. Unter aufgeschüttetem Boden, Torf und einer bis 24 m reichenden Reihe mariner Sande sind über 40 m Schichten von litoralem, lagunenartigem Charakter angetroffen. Dies kann nur so erklärt werden, daß seit langem an dieser Küste eine Senkung vor sich geht, gerade so rasch, daß vom Lande her der Fehlbetrag im allgemeinen gedeckt wurde durch Flußanschwemmung. Gelegentlich stieg die Senkungsgeschwindigkeit, weshalb sich oben die marinen Bildungen einschieben. **Deecke.**

Experimentelle Geologie.

G. Spezia: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del Quarzo. (Atti R. Accad. d. scienze. **41**. Torino 1905. 10 p. u. 1 Taf.)

Verf. hat in seinem Apparate für hohe Temperatur und Druck Bruchstücke von Quarz mit einer Lösung von Natriumsilikat zusammengebracht, und zwar so, daß sich einige zerbrochene Kristalle dort befanden, wo ein Absatz von Kieselsäure aus der Lösung stattfindet. Dabei hat sich herausgestellt, daß bei langsamem Wachsen sich beide Rhomboeder ausbilden unter Verdrängung künstlicher Basisflächen, daß bei raschem Wachstum langnadelige Kristalle mit nur einem Rhomboeder am freien Ende entstehen. Das gibt Aufschluß über die genetischen Unterschiede der säulenförmigen Gangquarze oder Bergkristalle und der bipyramidalen Porphyr- und Marmorquarze. **Deecke.**

F. Loewinson-Lessing: Notiz über die Umformung von Kristallen unter Druck. (Verh. d. kaiserl. russ. mineral. Gesellsch. zu St. Petersburg. (2.) **43**. Mit 1 Taf. 1905.)

Bezugnehmend auf die Arbeit von Rinne: „Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck“ (dies. Jahrb. 1904. I. 114—122) will Loewinson-Lessing feststellen, daß er schon früher in den Jahren 1894—1896 mit den gleichen Methoden Experimente über die Einwirkung hoher Drucke auf Mineralien und Gesteine angestellt, aber inzwischen nicht weitergeführt hatte. Er hatte die Mineralien ursprünglich einem allseitig gleichmäßigen Drucke unterworfen, ging jedoch schon nach den ersten Versuchen zur Methode von Kick über, mit allseitigem, aber ungleichmäßigem Drucke zu arbeiten. Steinsalz erwies sich hierbei als völlig plastisch, Gips als halbplastisch durch Auftreten von Gleitungen, die sich z. B. an einem an beiden Enden der Vertikalachse senkrecht zu dieser angeschliffenen Kristalle, der in der Richtung dieser Achse gepreßt wurde, als Wulst in der Mitte des Kristalls zeigten. Dieser Wulst setzt sich aus neuen schmalen Flächen zusammen, die eine Reihe ein- und ausspringender Kantenwinkel bilden und wahrscheinlich Pyramidenflächen entsprechen. Kalkspat ergab bei Druck in der Richtung der optischen Achse Druckzwillinge oder Staffelverwerfungen parallel einer Rhomboederfläche. Versuche mit Kugeln von feinkörnigem Marmor zeigten, daß sich dieselben zu Ellipsoiden umformen ließen, die infolge des Fortbestehens der Kohärenz den Eindruck einer plastischen Umformung erweckten; in Wirklichkeit aber war der Marmor völlig und ganz gleichmäßig zermalmt. Auf diese Weise können einheitlich zusammengesetzte Gesteine, wie Marmor, Kalkstein und Tonschiefer das Bild einer bruchlosen Umformung im festen Zustande zeigen, wenn nämlich durch Umkristallisierung nach der Deformation die Zermalmung wieder verdeckt wird. — Das Verhalten der Mineralien unter Druck ist nach Meinung Loewinson-Lessing's schon so

weit erforscht, daß man mit ihnen zu quantitativen Versuchen über die zu einer bestimmten Deformation erforderliche Kraft übergehen kann, während für die bisher noch wenig untersuchten Gesteine dem Zeitfaktor, d. h. einem möglichst langsam und lang wirkenden Drucke, eine große Bedeutung beizumessen ist.

Die Resultate Loewinson-Lessing's stimmen im wesentlichen mit den Untersuchungen Rinne's (s. auch dies. Jahrb. 1903. I. 160) überein, doch sind die letzteren bei weitem ausführlicher und gestatten mehr Schlußfolgerungen auf die wichtige Frage der Umformung von Gesteinen durch Gebirgsdruck. **Ernst Maier.**

Geologische Karten.

J. E. Hibsch: Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt XI: Kostenblatt—Milleschau nebst Erläuterungen. (Min. u. petr. Mitt. **24**. 249—296. 1905.)

Als eine Äußerung der großen cretaceischen Transgression erscheinen in dem Gebiet klippenartig aufragende Grundgebirgsteile, die von cenomanen Sandsteinen als ältestem Sedimente umsäumt werden. Da diese keinerlei Brüche zeigen, so sind die Klippen lediglich als erhabene Teile des in vorcretaceischer Zeit entstandenen Reliefs und nicht etwa als durch spätere Vorgänge geschaffen zu erklären. Die Klippen erreichen eine Höhe bis zu 470 m.

Die obere Kreide wurde dann von Eruptivmassen — vermutlich zur Zeit des Oligocäns — durchbrochen und bedeckt. Im jüngsten Tertiär und Diluvium erfolgten, besonders im Südosten des Kartenblattes, starke Abtragungen der Eruptivdecken und Sedimente.

Die reichhaltigsten Basalteruptionen erscheinen auf einer großen Verwerfungsspalte, die sich in fast nordöstlicher Richtung durch das Kartenblatt zieht und entlang der die westlich gelegene Gebietshälfte — ungefähr gleichzeitig mit dem Spaltenaufbruch und dem Empordringen des Magmas — um etwa 100 m eingesunken ist. Die zahlreichen basaltischen Schlotausfüllungen erscheinen unabhängig von Verwerfungsspalten, d. h. solchen an der Erdoberfläche, es ist jedoch anzunehmen, daß die Eruptivmassen Brüchen im Grundgebirge gefolgt und schließlich die darüberliegende dünne Sedimentdecke durchschlagen haben.

Der Gneis ist ein zweiglimmeriger Granitgneis. Das klippenförmig auftretende Gestein stellt Teile des längs der großen süderzgebirgischen Bruchzone abgesunkenen und zerstückelten Südflügels des variscischen Faltengebirges dar. Die geologische Gliederung des Grundgebirges und der darauf folgenden Schichten läßt sich folgendermaßen darstellen:

I. Grundgebirge.
   Klippen von Gneis.
II. Obere Kreideformation.
   1. Sandsteine nächst der Modlkapelle (Alter nicht genau bestimmbar).
   2. Cenoman. (Am Galgenberge nördlich Milleschau.)
      Sandsteine in Form von Klippenfazies mit *Ostrea carinata*.

3. Oberturon.
   a) Kalkmergel (Pläner) der Stufe *Scaphites Geinitzi* und des *Spondylus spinosus*.
   b) Tonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri*.

III. Tertiärformation.
1. Mittel- und Unteroligocän — 90 m mächtig.
   Lettenartige Tone und Sande. Quarzitblöcke. Schwache Braunkohlenflöze.
2. Oberoligocän — 170 m mächtig.
   α. Ältere Phonolithe.
   β. Basalte und Basalttuffe.
   γ. Basanite.
   δ. Trachydolerite.
   ε. ? Jüngere Phonolithe (?).
3. Miocän?
   Süßwasserkalk vom Toten Berge.

IV. Diluvium.
   Gehängelehm.

V. Alluvium.

Während die cretaceischen Sedimente innerhalb des Kartenblattes im allgemeinen horizontal liegen, wurden am Donnersberge die *Cuvieri*-Mergel durch das aufquellende Phonolithmagma lakkolithartig aufgewölbt.

Die meisten Eruptivkörper bestehen aus Feldspatbasalt und Leucitbasanit, die in Form von Decken und Schlotausfüllungen auftreten und so einerseits, zusammen mit den Sedimenten, tafelförmige Berge, anderseits Kuppen bilden. Die Phonolithe erscheinen als Dome oder Kegel, z. T. von beträchtlicher Größe, wie der höchste Gipfel des Gebirges, der 835 m hohe Donnersberg (Milleschauer). Die basaltisch-basanitischen Tuffe sind teils Aschen-, teils Sand-, teils Brockentuffe. Ihre Bestandteile sind sehr mannigfaltig. Besonders interessant sind die Sandtuffe von Luckow und Kostenblatt, die zusammen mit den porphyrischen Leucitbasalten, bezw. den daraus hervorgehenden Leucitbasaniten die bekannten schönen großen Hornblendekristalle geliefert haben.

Eine Aufzählung der Mineralvorkommen des Gebietes beschließt die Erläuterungen. Zum Schlusse seien die daselbst mitgeteilten neuen Analysen (Hanusch) hier angeführt.

	I. Scaphitenpläner bei Milleschau	II. *Cuvieri*-Pläner zwischen Milleschau und Palitsch	III. *Cuvieri*-Pläner zwischen Kostenblatt und Radowesitz	
Feuchtigkeit . .	0,62	1,03	0,45	
Ton	8,19	31,50	31,25	in HCl unlöslich
Fe_2O_3 u. Al_2O_3 .	0,84	1,30	1,00	in HCl löslich
$CaCO_3$	89,10	65,18	66,16	
$MgCO_3$	0,65	0,42	0,38	
H_2O gebunden .	0,37	0,57	0,79	
Summe . . .	99,77	100,00	100,03	

	IV. Hornblende von Lukow	V. Basalt. Trachydolerit südlich Luckow	VI. Phonolith des Donnersberges	VII. Porph. Phonolith von der Hohen Riese
SiO_2	39,60	42,14	55,79	54,05
TiO_2	2,50	2,86	0,00	0,00
SO_3	—	0,00	0,00	0,48
Cl	—	0,27	0,12	0,25
Fl	0,10	—	—	—
P_2O_5	—	0,51	0,11	0,00
CO_2	—	0,62	0,43	0,04
Al_2O_3	18,51	13,13	19,53	21,06
Fe_2O_3	5,50	3,49	2,07	0,41
FeO	2,26	7,97	2,13	3,90
MnO	0,74	3,41	0,51	1,91
CaO	12,57	12,13	3,68	2,80
MgO	14,11	4,74	0,40	0,86
K_2O	1,87	2,89	5,01	4,18
Na_2O	2,58	4,78	7,39	9,67
H_2O geb.	0,26	0,98	2,72	1,03
H_2O hygrosk.	0,07	—	—	0,33
Summe	100,67	99,92	99,89	100,96
Spez. Gew.	—	2,916—2,927	2,529	2,630

Karl Walther.

Geologische Karte der Schweiz mit Zugrundelegung der Dufour'schen Karte der Schweiz in 25 Blättern 1 : 100000. Blatt XVI. (Genève—Lausanne.) 2. Aufl. Révision et levés géol. nouveaux du Jura et du Plateau tertiaire et quaternaire sur les deux rives du Léman par H. Schardt. Les Alpes du Chablais d'après la carte géol. française de E. Renevier et M. Lugeon.

In seiner Gesamterscheinung unterscheidet sich die zweite Auflage des Blattes Genf—Lausanne der geologischen Dufour-Karte durch frischere Farbentöne vorteilhaft von der ersten Ausgabe. Bei einer Prüfung der Einzelheiten erkennt man überall eine Fülle wichtiger Verbesserungen in der geologischen Darstellung, die den Neuherausgebern zu danken ist. Die Zahl der ausgeschiedenen Stufen hat sich bedeutend vermehrt. Im Jura ist nicht nur die auf den neueren Forschungen beruhende Trennung der einzelnen Abteilungen des Doggers und unteren Malms, sondern auch die Auflösung des alten „Neocoms“ in Valangien und Hauterivien durchgeführt. Neu aufgefunden sind einige streichende Störungen in den Juraketten, sowie das Aquitan im Valsérine-Tal.

Die größte Veränderung zeigt das Gebiet des Chablais, von dem ein gutes Stück auf die Karte fällt. Wer das Studium der alpinen Geologie

in einer Zeit begonnen hat, in der Lugeon's Arbeit über die Chablaisbreccie schon erschienen war, sieht mit Staunen auf der ersten Auflage Trias, Lias, Dogger, Malm, Couches rouges, Flysch und Chablaisbreccie als Lias angegeben. Die Darstellung des Chablais auf Blatt XVI ist um so wertvoller, als dasselbe mit seiner, dem internationalen Schema ähnlichen Farbenwahl und mit der deutlichen Eintragung der Überschiebungslinien die interessanten geologischen Verhältnisse dieser Gegend in viel klarerer Weise hervortreten läßt als die Blätter „Thonon" und „Annecy" der französischen Karte 1 : 80000.

Der Karte ist — zum erstenmal bei den schweizerischen Karten im Maßstab 1 : 100000 — ein Heftchen Erläuterungen beigefügt, das eine gedrängte Übersicht namentlich über die Stratigraphie gibt. Man muß sich wundern, daß die schweizerische geologische Kommission diesem Heft nicht eine besondere Paginierung bewilligt hat, sondern es als Separatum aus den Eclogae geologicae Helvetiae behandelt und mit Seite 81 beginnen läßt. **Otto Wilckens.**

C. Regelmann: Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten. Stuttgart. Herausgegeben v. Statist. Landesamt. 1. Aufl. 1905; 2. Aufl. 1906.

Eine Karte, die in einem halben Jahre eine neue Auflage erlebt, bedarf keiner lobenden Empfehlung. Sicher war es ein glücklicher Griff, das seit langen Jahren in Geologenkreisen beliebte Blatt weiter nach Westen auszudehnen. Es ist dadurch ein Bild von starker Wirkung geschaffen, dessen Kolorierung so klar gehalten ist, daß selbst im größeren Hörsaal mit Erfolg auf dieses Kunstwerk kartographischer Kleinarbeit verwiesen werden kann.

Nun sind allerdings gerade mit Rücksicht auf die bestmögliche Ausgestaltung auch die Bedenken nicht zu unterdrücken. Die tektonischen Züge sind lokal so kräftig unterstrichen, daß sie allzu suggestiv wirken. Das Kartenbild bekommt dort etwas Tendenziöses; es ist nicht nur Text, sondern Interpretation, und da lauten die Lesarten hier und da verschieden. Wenn man die der Ausgabe von 1905, die auf dem Tübinger Geologentage zur Verteilung kam, unmittelbar gefolgte Neuauflage vergleicht, wird man vielleicht den Eindruck bekommen, daß der Redaktor der Karte sich allzusehr beeilt, den modernen geologischen Anschauungen gerecht zu werden. Der Wandel prägt sich z. B. in dem der Karte beigegebenen Profil aus, wo in der Südostecke verschiedene Schubmassen zum Schwimmen gebracht sind. Für die Historie der Geologie ist es allerdings wertvoll, auch solche Karten im Archiv zu haben, die infolge zahlreicher Auflagen den Wechsel der geologischen Auffassungen reflektorisch widerspiegeln.

Ganz eigenartig ist die Veränderung, welche das Ries im Jahre 1906 erlitten hat; das Bild erinnert fast an die Bastionen einer Grenzfeste. Die geschlossen ringförmige Überschiebung nach außen übertrifft an

Kühnheit jede pli en champignon. Ich habe wiederholt darauf hingewiesen und so viel ich weiß, ist es auch die Meinung maßgebender Riesforscher, daß es sich um Einzelverschiebungen handelt; vielleicht wird das Bild später wieder anders.

In Schwaben könnten noch hier und da einige Verwerfungen eingetragen sein, die schon seit längerer Zeit bekannt sind, so z. B. die sehr charakteristische Seebronn—Eutingen; man kann aber auch damit warten, bis noch mehr derselben registriert sind. Jedenfalls wird in einiger Zeit die Differenz gegen Hessen und Elsaß nicht mehr allzugroß sein, selbst nicht im Jura, dem Schutzgebiet der embryonalen Vulkane.

Einzelne Wünsche wären, daß in Zukunft der über den Kössener Schichten liegende Kalk nicht Dachsteinkalk schlechthin, sondern oberer Dachsteinkalk genannt wird; daß der fürchterliche, von Bayern importierte Ausdruck Novär verschwindet.

Vielleicht darf man in späterer Zeit auch wieder daran zweifeln, daß der oberschwäbische und oberrheinische Löß interglazial ist; es ist ein Vorzug der Wissenschaft, daß sie sich selbst korrigiert und daß man seine subjektive Ansicht zurückstellen kann, auch die über q_1, q_4 und q_7. Beim Tertiär ist zu erinnern, daß das wichtige Vorkommen von marinem Tertiär bei Winterlingen—Harthausen fortgelassen ist; es sollten auch einige Bohnerzvorkommen wie Frohnstetten und die Tübinger Alb (allerdings nicht eocän!) mit mindestens demselben Recht markiert werden wie die vielen einzelnen Basalttuffe des Uracher Gebiets. Man würde solche kleinen Unterlassungen nicht aufzuführen brauchen, wenn nicht die geologische Karte von Württemberg der Ausgangspunkt der Publikation wäre und es immerhin befremdlich ist, daß gerade hier eine Lückenhaftigkeit zu spüren ist, die nicht auf der force majeur unserer Unkenntnis beruht, während z. B. das Bild der Mädelergabel so liebevoll durchgeführt wurde.

Die Legende, die den Rand der Karte einnimmt, ist in ihrer Ausführlichkeit ein kleines Lehrbuch; wir wollen mit dem Autor nicht rechten z. B. über die Parallelisierung der schwäbischen und der schweizerischen Juragliederung, obwohl es da einiges zu präzisieren gäbe. Die *Sowerbyi*-Bank zum Typus des Bajocien zu erheben, ist weder historisch berechtigt, noch praktisch. Ein großer Teil des weißen Jura δ ist zur Zone des *H. eudoxus* gehörig, also höheres Kimmeridgien.

Zum Schluß aber ein dringender Wunsch. Den Geologen gehen die politischen Grenzen gar nichts an. Die derbe Signatur, die für diese festgehalten ist, wirkt sehr störend, z. B. am Riesrand, wo man mühsam zwischen Überschiebungs-, Verwerfungs- und Grenz-Signatur unterscheiden muß. Ganz unangenehm macht sich die in der Verlängerung der Schramberger Dislokationen verlaufende Grenze zwischen Württemberg und Baden geltend: Der partikularistische Abschluß Württembergs ist um so weniger nötig, als Bayern und Österreich am Bodensee schrankenlos verschmelzen, und auch zwischen Baden und der Schweiz die Grenze beseitigt ist. Wohl aber schnürt ein häßlicher Grenzkordon den Hohentwiel zusammen.

E. Koken.

Topographische Geologie.

H. Stille: Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Egge-Gebirges. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1902. **23**. 295—322. Taf. 16, 17. 5 Textfig.)

Am Ostrande der westfälischen Kreidemulde, am Egge-Gebirge, tritt im Liegenden der Kreide ein vielfacher Wechsel von Schichten auf, wobei nach Süden das Liegende im allgemeinen von immer älter werdenden Schichten gebildet wird. Mehrfach steht dieser Wechsel mit Dislokationen im Zusammenhang, die vor Ablagerung des Neocoms eingetreten sein müssen und deren Richtung etwa OSO.—WNW. geht. Von besonderem Interesse ist eine bei Borlinghausen unter dem ungestörten Neocomsandstein verschwindende Abbruchszone, nördlich deren Gipskeuper und Lias, südlich deren Wellenkalk und Buntsandstein seine Basis bilden. Durch günstige Aufschlüsse ließ sie sich auch 5 km westlich des Kreiderandes bei Bühlheim feststellen; sie entstand demnach, ehe der Neocomsandstein abgelagert wurde. Bei Neuenheerse tritt ein zwischen Angulatenschichten und Rhät aufsetzender Bruch nördlich der dortigen Ziegelei an den flach gelagerten Neocomsandstein heran, ohne ihn zu verwerfen, und setzt unter ihm zur nördlichen Böschung des Bahneinschnitts fort. Am Netheberge bei Altenbeken und auf der Klusweide bei Driburg verwirft zwar ein Teil des in der Trias aufsetzenden Bruchsystems auch die sie überlagernde Unterkreide, doch ist das Ausmaß der Störungen in jener bedeutend größer als in der Kreide.

Demnach müssen, da der Neocomsandstein des Egge-Gebirges auf annähernd ebenem Untergrunde zur Ablagerung gekommen ist, zwischen den präcretaceischen Schichtenverschiebungen und der Entstehungszeit des Sandsteins Abrasionen großen Maßstabes eingetreten sein, die die durch die präcretaceischen Abbrüche geschaffenen Höhendifferenzen der Oberfläche ausglichen und dabei Schichtenmächtigkeiten von Hunderten von Metern abtrugen. Diese Brüche sind jünger als der mittlere Lias, der bei der Teutoniahütte bei Borlinghausen auftritt, und älter als der Neocomsandstein. Immerhin liegt die Annahme nahe, daß sie in der Zeit entstanden sein mögen, in der in anderen Teilen des norddeutschen mesozoischen Gebirgslandes ausgedehnte Strandverschiebungen und Transgressionen, also Erscheinungen, die mit Bewegungen in der Erdrinde zusammenhängen dürften, eingetreten sind, nämlich in der Zeit des jüngsten Jura oder der ältesten Kreide. **Joh. Böhm.**

H. Stille: Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1905. 167—169.)

—: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1905. **26**. 103—125. 6 Textfig.)

Gelegentlich der städtischen Kanalisationsanlagen wurden in Bielefeld unter Diluvium Serpulitschichten erschlossen, welche tauben- bis hühnereigroße Gerölle von Trochitenkalk, vereinzelt auch solche des Jura und Keupers führen. Da in der Umgebung der Stadt und nordwärts davon die triadischen und jurassischen Horizonte ohne Unterbrechung aufeinanderfolgen und es sehr unwahrscheinlich ist, daß daselbst Muschelkalk klippen- oder horstartig hervorragte, so müssen die Gerölle aus dem südlich Bielefeld, heute von der westfälischen Kreidemulde eingenommenen Gebiete stammen. Zu ihrem Transporte ist Gefälle nötig, und so muß dieses Gebiet gegenüber dem nördlichen höher gelegen haben. Die Differenz der Höhenlage des Muschelkalkes in den beiden Terrains dürfte, gemessen an der Gesamtmächtigkeit der bei Bielefeld über ihm gelegenen Schichten, über 1000 m betragen haben.

Verf. hat bereits an anderer Stelle (s. vorhergehendes Referat) auf das Auftreten einer Abbruchzone älterer Formationen unter dem ungestörten Neocomsandstein des südlichsten Egge-Gebirges hingewiesen. Dieser Borlinghauser präcretaceische Abbruch, durch den, wie aus Tiefbohrungen hervorgeht, die unter der Kreidedecke vorhandenen, von Ost nach West immer älter werdenden, schließlich paläozoischen Schichten abgeschnitten werden, setzt in nordwestlicher Richtung parallel dem heutigen nördlichen Teutoburger Walde mit zunehmender Sprunghöhe fort und bedingt gegen Schluß des Oberen Weißen Jura vor Ablagerung des Serpulits, die Scheidung eines gesunkenen nördlichen und eines gehobenen südlichen Gebietes. Damit ergab sich die Möglichkeit zur Abtragung jurassischer und triadischer Schichtenkomplexe des Südgebietes, deren erste Spur uns in den Serpulitkonglomeraten von Bielefeld entgegentritt.

Daß zu der Zeit in dem „gesunkenen" Nordgebiet, wie auch sonst weithin in Norddeutschland, in England, einzelnen Teilen Frankreichs und im Schweizer Jura, allmählich eine Aussüßung des Jurameeres erfolgte, die in den Brackwasserbildungen des obersten Jura und den limnischen des Wealden ihren Ausdruck findet, ist wohl so zu erklären, daß die Senkung nur eine relative gegenüber dem Südgebiete in dem Sinne war, daß beide Gebiete gegenüber der Wasserbedeckung eine relative Hebung erfuhren, deren Ausmaß im nördlichen über 1000 m geringer war als im südlichen.

In das südliche Terrain griff in der Gegend des Egge-Gebirges das Untere Kreidemeer ein, worauf eine kurze Periode negativer Strandverschiebung erfolgte. Alsdann drang das Meer zur Cenomanzeit wieder nach Süden vor, und während das ununterbrochen vom Meer bedeckt gewesene Nordgebiet, mit Ausnahme des nordwestlichsten Teiles des Teutoburger Waldes, eine lückenlose Schichtenfolge und konkordante Lagerungsform darbietet, bietet das Südgebiet das entgegengesetzte Bild.

Die einzelnen Phasen in der Wiederüberflutung des durch die jungjurassischen Dislokationsvorgänge der Wasserbedeckung entzogenen Terrains erhalten durch eine Einteilung des Teutoburger Waldes nach den Lagerungsformen von Neocom und Cenoman in vier sich von Norden nach Süden folgenden Zonen einen gewissen Ausdruck:

I. Zone der gleichförmigen Lagerung von Neocom und Cenoman (keine Schichtlücken im Liegenden beider). Sie umfaßt den ganzen nördlichen Teil des Teutoburger Waldes bis über Örlinghausen und nahe an Detmold heran.

II. Zone ungleichförmiger Lagerung des Neocom und gleichförmiger des Cenoman (Schichtlücke im Liegenden des Neocom, keine in dem des Cenoman). Ihr gehört das südlich bis etwa Altenbeken folgende Gebiet an und das Cenoman gelangte, übergreifend über Zone II und III, bis in Zone IV.

III. Zone ungleichförmiger Lagerung von Neocom und Cenoman (Schichtlücken im Liegenden beider). Es ging hier eine teilweise Zerstörung der vorher abgelagerten Kreidebildungen der Cenomanablagerung voraus. Das Neocom überdeckt abwechselnd Jura und Trias, das Cenoman liegt auf verschiedenen Gliedern der Unteren Kreide. Hierher gehören das Egge-Gebirge und die Kreideschollen von Kühlsen östlich dieses Gebirges.

IV. Zone des Fehlens der Unteren Kreide und ungleichförmiger Lagerung des Cenoman. Ihr gehört das äußerste Südende des Egge-Gebirges an, das Cenoman liegt unmittelbar auf Buntsandstein.

Diese Zonen sind nicht auf den Teutoburger Wald beschränkt, sondern wenigstens drei derselben lassen sich auf die gesamten übrigen Vorkommnisse des hannoversch-westfälischen Berglandes ausdehnen. Hinsichtlich dieser Ausführungen sei auf die Arbeit des Verf. und das beigefügte Kärtchen hingewiesen.

Auch nach Überflutung des gesamten Terrains klingt der Gegensatz eines südlichen höheren und eines nördlichen tieferen Gebietes in der faziellen Entwicklung einzelner Plänerhorizonte nach, verschwächt sich dabei aber immer mehr. **Joh. Böhm.**

G. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II.: Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **16**. (1905.) 50 p.)

Die Annahme einer einheitlichen Glarner Überschiebungsdecke wird den Tatsachen viel besser gerecht als die alte Theorie der „Glarner Doppelfalte", die jetzt wohl endgültig begraben sein dürfte. Ist die Glarner Schubmasse wurzellos, so muß auch alles, was auf ihr liegt, wurzellos und von Süden hergeschoben sein. Wie die Glarner so finden auch die Freiburger Alpen samt den Klippen der Nordschweiz ihre beste Erklärung durch die Theorie der von Süden hergeschobenen Decken, der Verf. sich anschließt. Sie stammt von Schardt und muß daher nach ihm benannt werden.

Die Freiburger Alpen sind eine wurzellose, von Süden gekommene Schubmasse. Jaccard, der das so instruktive Gebiet der Hornfluh kartiert hat, übersah, daß die Decke der Breccie nicht die höchste Decke der Voralpen ist, sondern daß darüber noch eine weitere liegt, deren wichtigste Elemente Spilit und Radiolaritkalk des Malms sind. Man findet diese auf

dem Flysch zwischen den großen Breccienzügen zu beiden Seiten der Kleinen Simme. Dieser Flysch ist ebenso wie gewisse Couches rouges das Hangende der Breccie und nicht, wie Jaccard und Lugeon angenommen haben, das Liegende.

Schardt hat den Rhätikon für die direkte Fortsetzung der Chablais-Klippenzone erklärt. Wir wissen von den Ostalpen mangels guter Karten noch wenig; aber gerade im Grenzgebiet gegen die Westalpen sind in neuerer Zeit mehrere genaue Untersuchungen gemacht und Verf. prüft nun hier, in dem ihm auch persönlich besonders gut bekannten Graubünden, die Anwendbarkeit der Schardt'schen Überfaltungstheorie auf die Ostalpen.

In Bünden lassen sich drei Faziesgebiete unterscheiden:

1. das der Bündner Schiefer (anscheinend die Fortsetzung der Glarner Decke gegen Osten, vielleicht aber eine nächst höhere Deckenverzweigung),

2. das der vindelicischen Fazies, ein schmaler, hier und da, namentlich im Plessurgebirge, verbreiterter Gürtel im Norden und Osten der Bündner Schiefer, für den das Auftreten ophiolithischer Eruptiva besonders charakteristisch ist,

3. das ostalpine Faziesgebiet.

Die Grenzen dieser drei Regionen sind große Überschiebungsflächen. Starke tektonische Störungen machen sich auch ganz besonders in der vindelicischen Zone bemerkbar, weshalb Verf. sie „Aufbruchszone" genannt hatte. Man dachte sich früher das Schieferland des Prättigaus von SSO., SO., O., NO. und O. her überschoben. Es ist Lugeon's Verdienst, den Unterschied zwischen der regionalen und der lokalen Tektonik ins rechte Licht gerückt zu haben. Wirklich verständlich wird die Tektonik dieses Gebietes nur durch die Annahme, daß auch hier Deckenbau herrscht und daß diese Decken aus Süden gekommen sind. Erst so wird das sporadische Vorkommen der Aufbruchszone am N.-Rand des Rhätikons und der Lechtaler Alpen verständlich, wenn man sie nämlich als ausgedünnten Stirnrand einer unter dem Rhätikon durchziehenden Decke betrachtet. Auch für das Unterengadin besitzt die neue Theorie den Vorzug vor der alten. Die dortigen Bündner Schiefer stimmen mit denen des westlichen Bündens überein und die Verbindung zwischen beiden kann man sich nach dem jetzigen Stande unseres Wissens nur unter dem Silvretta-Massiv hindurch denken.

Die Decken des Chablais und der Freiburger Alpen bezeichnet Verf. mit folgenden Namen:

1. Freiburger Decke (= Zone externe und Zone des cols (Schardt) oder Zone bordière und Zone interne (Lugeon)).

2. Klippendecke (= Préalpes médianes).

3. Brecciendecke.

Aus der Schardt'schen Theorie folgt, daß zwischen West- und Ostalpen keine prinzipielle Grenze existiert. Nach Schardt und Lugeon setzt sich die Klippendecke im Falknis, die Brecciendecke im Rhätikon fort. Letztere Annahme ist unrichtig; die Fazies der Brecciendecke und des Rhätikons sind absolut verschieden. Die Klippendecke ist im Falknis

faziell anders ausgebildet als im Chablaisgebiet: Lias und Dogger fehlen, und der Malm erscheint in der Form der Falknisbreccie, in der (zum Unterschied von der Chaiblaisbreccie) auch kristalline Gesteine (namentlich „Juliergranite") als Komponenten auftreten. Der Malmkalk der Klippe des Berglittensteins zeigt einen Übergang zwischen dieser Ausbildung und derjenigen in den Préalpes médianes. Die untere Kreide, die im Westen als mächtige graue Mergelkalke ausgebildet ist, erscheint am Falknis ebenfalls in litoraler Fazies, als Tristelbreccie. Der Zug Kirchlispitzen—Drusenfluh—Sulzfluh besteht vorwiegend aus koralligenem Tithonkalk und Couches rouges, also (wie die Gr. Mythe) aus Gesteinen der südlichen Zone der Klippendecke. Beide Zonen, die nördliche mit Falknisbreccie, die südliche mit Pretschkalk, lassen sich bis ins Plessurgebirge verfolgen. In Schams wird die erstere durch die Taspinitbreccie, die letztere wahrscheinlich durch die reinen Kalke und Marmore vertreten. Die Klippendecke weicht anscheinend unter Silvretta- und Pischa-Massiv nach Süden zurück; im Fenster des Unterengadins erscheint sie nicht mehr.

Dasselbe ist mit der Brecciendecke der Fall, die in der „Aufbruchszone" durch Breccien vertreten ist, die der Chaiblais-Hornfluhbreccie völlig gleichen.

Darüber folgt die vom Verf. in den Freiburger Alpen konstatierte, durch Radiolarit und basische Eruptiva ausgezeichnete „rhätische Decke", die in den nordschweizerischen Klippen nur im Iberg-Mythen-Gebiet vertreten ist, dann im südlichen Rhätikon wiedererscheint und sich durchs Plessurgebirge bis tief ins Oberhalbstein verfolgen läßt. Von den ihr zugehörigen Gesteinen (basische Eruptiva, altkristalline Gesteine, Casannaschiefer (?), Verrucano, Buntsandstein, Dolomit, Rhät, Liasschiefer, Radiolarit des Malm, Cenomanbreccie) dominieren gegen Süden zu Casannaschiefer und ophiolithische Eruptiva unter Zurücktreten der jüngeren Glieder. Diese Decke reichte einst bis zum Arvetal. Am Ostrand des Unterengadiner Fensters, in dem sie stets zwischen Bündner Schiefern und ostalpiner Decke liegt, verschwindet sie ostwärts unter der letzteren. Die ophiolithischen Eruptiva sind streng an die rhätische Decke gebunden und durchbrechen weder die Bündner Schiefer noch die ostalpine Decke.

Diese ist die oberste Decke. Mit der rhätischen hat sie Tiefseeabsätze der Jurazeit gemeinsam. Sie reicht jetzt westwärts nur bis zum Rheintal, aber hier hört sie in voller Mächtigkeit auf. Daß sie einst auch die Westalpen bedeckt hat, geht hervor

1. aus dem Vorkommen fossilführenden Muschelkalks und Wettersteinkalks an der Zweckenalp (Iberg) und den Giswyler Stöcken,

2. aus dem verdrückten Zustand der rhätischen Decke westlich des Rheins, der das Vorhandensein eines „Verdrückungsschlittens" (traîneau écraseur) heischt, und

3. aus der Erwägung, daß in den Westalpen sehr bedeutende Abtragungen stattgefunden haben müssen.

Verf. stellt also das Vorhandensein von vier Decken mit innerer Wurzel fest:

1. Tiefere Gruppe: a) Klippendecke, b) Brecciendecke. Bestehen aus Sedimenten und kleinen mitgeschleppten Blöcken altkristalliner Gesteine.

2. Höhere Gruppe: a) rhätische, b) ostalpine Decke. Starke Beteiligung altkristalliner Gesteine, in der ostalpinen Decke sogar wurzellose „Zentralmassive".

Dem Rheintal, das heute die topographische Grenze zwischen Ost- und Westalpen bildet, wurde sein Weg durch die Lücke zwischen den autochthonen und den allochthonen Massiven sowie durch die schiefrige Beschaffenheit der nach Osten untertauchenden Glarner Decke vorgezeichnet. —

Die ophiolithischen Eruptiva sind, vom Arvetal bis zum Unterengadin, auf die „rhätische Decke" beschränkt. Sie sind passiv mitgeführte Glieder derselben und haben dieselben Dislokationen erlitten wie ihre Sedimente. Sie sind vor der Alpenfaltung (und vor Ablagerung des Oligocänflysches) hervorgebrochen und haben mit der Überfaltung direkt nichts zu tun. Ihr Ursprungsort gehört einer inneren Zone der Alpen, wohl der Amphibolitzone von Ivrea, an.

Es ist auffallend, daß die ophiolithischen Massengesteine immer nur der einzigen Decke eingeschaltet sind. Es ist ferner auffallend, daß mit ihnen stets Radiolarienhornstein (Radiolarit) vergesellschaftet ist. Und das nicht nur in den Alpen: auch im ligurischen Apennin und in der kalifornischen Küstenkordillere hat Verf. dieselbe „Symbiose" festgestellt. Sie findet sich ferner in den dinarischen Ketten von Bosnien bis Kleinasien, auf den Sunda-Inseln, den Antillen. Man hat allerdings bisher die wahre Natur des Radiolarits nicht überall erkannt; aber zweifellos ist diese Vergesellschaftung in vielen jungen Faltengebirgen von alpinem Charakter nachweisbar — natürlich nur in den geologisch höheren Niveaus des Gebirges; denn in den tieferen müssen die Gesteine der Gabbro-Peridotit-Reihe naturgemäß mit älteren Gesteinen bis hinunter zum Grundgebirge in Berührung treten.

Mit Unrecht ist bestritten worden, daß die Radiolarite und verwandten Gesteine Bildungen der Tiefsee sind. Als echte Tiefseeabsätze müssen betrachtet werden:

1. Der Radiolarit. Er ist ton- und carbonatfrei, erhält aber seine Schichtung durch feine Tonzwischenlagen. Fossilien: Radiolarien, *Aptychus*, selten Belemniten. Er läuft in der Literatur als Jaspis, Hornstein, Kieselschiefer, Phthanit usw.

2. Durch reichliche Tonlagen führenden Radiolarit entsteht der Übergang von dem vorigen zum Tiefseeton, der meist braun und rot, zuweilen grünlich oder schwärzlich gefärbt ist. Er ist manchmal mit Aptychenkalken oder Kalksteinen mit „Knollenstruktur" verbunden.

3. Radiolaritkalk. Lagen von Radiolarit und kieselsäure- und radiolarienreichem Kalkstein. Durch Zurücktreten des ersteren entstehen Aptychenkalke, Knollenkalke, Kalke mit Ätzsuturen.

Wo sich das Alter der Radiolarite in den jungen Faltengebirgen Europas sicher bestimmen läßt, ist es oberjurassisch bis untercretaceisch, ebenso bei einer Reihe außereuropäischer Vorkommen. Über diesen Tiefseeabsätzen

folgen an vielen Orten fast unvermittelt grobklastische Flachwassersedimente der oberen Kreide (die Scaglia- und Couches rouges-Entwicklung zeigt sich dort, wo der Jura kalkig entwickelt ist!), so cenomane Hornsteinbreccien in den bayrischen Alpen und bei Arosa. Zur Zeit der Mittelkreide muß der Boden der oberjurassischen Tiefsee, die in den Alpen im Ursprungsgebiet der rhätischen und ostalpinen Decke bestand, um 5 km gehoben sein. Die nördlich und südlich gelegenen Teile der alpinen Geosynklinale blieben teils im Zustand allmählicher Senkung (Konkordanz aller Kreidestufen in der helvetisch-jurassischen Region) oder geringen Schwankungen mit vorübergehender Trockenlegung (Couches rouges auf Neocom oder Tithon in der Klippendecke).

Die Diskordanz zwischen oberer und unterer Kreide, die sich in den Ostalpen zeigt, fehlt in den Westalpen. Ein solches gegensätzliches Verhalten in einem zusammenhängenden Meeresbogen wäre gar nicht zu verstehen. Erst die Überfaltungstheorie löst das Rätsel. Die Ablagerungen der alpinen Geosynklinale setzen sich in der Richtung von Norden nach Süden aus Bildungen helvetischer, Klippen-, Breccien-, rhätischer und ostalpiner Fazies zusammen. Die jetzige Lage dieser Massen zueinander ist sekundär. Daß zwei hintereinanderliegende Zonen der Geosynklinale sich verschieden verhielten, ist leicht begreiflich. Die Mittelzone der alpinen Geosynklinale, die zur jüngeren Jurazeit Tiefsee gewesen war, läßt eine vorzeitige Auffaltung und Hebung erkennen. Aus der oberen Kreide kennen wir aus ihr nur Flachseebildungen, das Nummuliten- und das oligocäne Flyschmeer scheinen sie nicht mehr überdeckt zu haben.

Die ophiolithischen Massengesteine sind auf den nördlichen Teil der Tiefseezone (= rhätische Decke) beschränkt. Die Injektion fand während oder nach der schnellen Hebung der abyssischen Sedimente statt. Erst viel später, in der älteren Tertiärzeit, wurden aus der lokal injizierten Tiefseezone Überfaltungsdecken von 80—100 km Breite herausgepreßt. Dadurch sind dann die Massengesteine weit weg von ihrem Entstehungsort transportiert. Sie zeigen nach Süden zu eine immer stärkere regionale Metamorphose, an der auch die sie begleitenden Sedimente teilnehmen.

Nach dem, was wir über die jüngeren Faltengebirge wissen, scheint auch für andere Gebiete als die Alpen dasselbe Gesetz von der Beziehung der ophiolithischen Eruptiva zu den Tiefseeabsätzen des mittleren Mesozoikums zu herrschen. Ja, noch mehr. Es scheint, daß beide Gesteine sich auch dort in den ausgedehntesten und höchsten Überschiebungsdecken zeigen.

Man muß sich wohl vorstellen, daß sich unter den großen Meerestiefen gabbro-peridotitische Magmen ansammeln. Sie gelangen beim Aufsteigen oder der Auffaltung dieser Gebiete zur Injektion. Unter den Festlandssockeln und der Flachsee steigen dagegen die sauren Magmen auf.

Die in den Alpen gewonnene Erkenntnis vom Gebirgsbau auf die paläozoischen Gebirge zu übertragen, ist einstweilen noch sehr schwer. Die Verknüpfung von Radiolariten und basischer Eruptivis ist aber auch schon dort vorhanden. Von besonderer Bedeutung sind der untersilurische

und der altcarbonische Radiolarithorizont. Jener ist älter als die caledonische, dieser älter als die variscische Faltung. Der carbonische Kieselschiefer wird wie die oberjurassischen Radiolarienhornsteine der Alpen von grobklastischen Sedimenten überlagert. Eine vollständige, klare Analogie zu den alpinen Verhältnissen bieten die silurischen Gebiete der südlichen Hochlande Schottlands.

In der nord- und südamerikanischen Kordillere findet sich kein mesozoisches oder tertiäres Tiefseegestein, ebenso wenig ein ophiolithisches Eruptivum. Diesem Gebirge fehlen auch die Überfaltungsdecken, dagegen ist es reich an Lakkolithen von Granit und Diorit, sowie an Vulkanen, die wieder den Alpen abgehen. In diesen ist ja die Erdrinde verdoppelt, hier brach daher kein junges Eruptivgestein durch. Die Tiefseezonen stellen als Gebiete geringster Beständigkeit und Ursprungsort für die größten Überfaltungsdecken gewissermaßen die Leitzonen der alpinen Gebirge dar. Die Gebirge vom Kordillerentypus sind vielleicht nur den randlichen Teilen der Geosynklinalen oder solchen von beschränkter Tiefe und Ausdehnung entsprungen. **Otto Wilckens.**

A. Heim: Über die geologische Voraussicht beim Simplon-Tunnel. Antwort auf die Angriffe des Herrn Nationalrat Ed. Sulzer-Ziegler. (Eclogae Geolog. Helvetiae. 8. 1904. 365—384.)

Diese im Auftrage der geologischen Simplon-Kommission (Heim, Renevier, Schardt) verfaßte Abwehr wendet sich in scharfer Weise gegen die in mehrfacher Beziehung sonderbare Kritik, welche in bezug auf die den Simplon-Tunnelbau betreffenden geologischen Gutachten geübt worden war und welche darauf hinauslief, den angeblichen Mangel an Voraussicht der Geologen für die Schwierigkeiten und Ungelegenheiten, die sich während des Tunnelvortriebes einstellten, verantwortlich zu machen.

Es werden zunächst die Aktenstücke der geologischen Expertisen, sodann die Gesteine im Tunnel, die wissenschaftliche Deutung des Profiles, die Wasserinfiltrationen und die Gesteinstemperatur in besonderen Abschnitten klar erörtert, woraus sich ergibt, daß sich die Vorausbestimmung der Gesteine und ihrer Lagerung im ganzen bestätigt hat, daß aber der Aufbau des Simplon-Gebirges ein Problem ist, welches vor 10 und mehr Jahren unmöglich so gedeutet werden konnte, wie es sich jetzt darstellt; daß ferner die Infiltrationen in der Hauptsache richtig vorausgesehen wurden, daß eine Druckstelle im südlichen Abschnitt des Tunnels (bei 4421—4462 m) ihrer Natur nach überhaupt nicht vorausbestimmt werden konnte und daß auch die Temperaturverhältnisse, da keine diesbezüglichen Erfahrungen vorlagen, nicht von vorherein erkannt zu werden vermochten. Erst jetzt weiß man, auf Grund der im Tunnel gemachten Erfahrungen, daß unter flach liegenden trockenen Gesteinsschichten die Temperaturzunahme eine bedeutend raschere ist als bei steiler Schichtenstellung, nämlich bei letzterer von 2500—3000 m hohen Gipfeln in den Tunnel hinab auf im Mittel je 50 m um 1°, bei flacher Schichtenlagerung aber schon

auf je 36 m um 1°. Ohne Zweifel hat die Geologie durch den Bau des ungeheuren Simplon-Tunnels, welcher alles bisher Dagewesene übertrifft, viel gelernt; daß sie jedoch die bei dieser einzigen Gelegenheit gesammelten Erfahrungen nicht vordem schon besaß, darf ihr nicht zum Vorwurf gemacht werden. **Katzer.**

M. v. Pálfy: Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdö und Gyergyóbélbor. (Földtani Közlöny. **35**. 1905. 1 bezw. 33 ff. Mit 1 Karte u. 4 Textabbild. Ungar. u. deutsch.)

Die Umgebung der im Titel genannten Ortschaften besteht hauptsächlich aus kristallinischen Schiefern, welchen körniger dolomitischer Kalk und Dolomit aufgelagert ist, den schon Herbich für mesozoisch hielt und welcher nur an Störungen in das Niveau der kristallinischen Schiefer eingesunken ist. An solchen Verwerfungen treten Säuerlinge auf, die viel Kalktuff absetzen. Ihr Wasser stammt aus dem Dolomit; es sammelt sich in kleinen Becken unter einer Schicht von levantinischen Tonen, wird dort mit Kohlensäure (deren Ursprung in den Andesiteruptionen der Hargita zu suchen sein dürfte) gesättigt und tritt in Form von Säuerlingen zutage. Aus der Verbreitung der Kalktuffablagerungen wird geschlossen, daß die Sinter absondernden Quellen schon am Ende der Tertiärzeit ziemlich weit südlich von den jetzigen Säuerlingen vorhanden waren und daß sie erst viel später durch sukzessive Abtragung der Tondecke weiter nördlich ihren Austritt fanden (vergl. dies. Jahrb. 1896. II. -483-). **Katzer.**

Hugo Böckh: Beiträge zur Geologie des Kodru-Gebirges. (Jahresber. d. kgl. ungar. geol. Anst. f. 1903. Budapest 1905. 155—169.)

Am geologischen Aufbau des Kodru-Gebirges (nordöstlich von Arad) beteiligen sich: 1. Metamorphe Schiefer — Leptinolite und Sericit-Biotitgesteine —, welche älter als Perm sind und möglicherweise dem Untercarbon angehören; sie umgeben als Kontaktzone Granit, welcher von Amphibolkersantit durchbrochen wird. 2. Glimmerige Konglomerate, Breccien und Sandsteine, rote und violette Schiefer, Diabastuff, Quarzporphyrtuff und Diabas, sowie Quarzporphyr, Quarzitsandstein und rote Schiefer, welche sämtlich zum Perm einbezogen werden. 3. Die Trias, welcher bisher im Kodru-Gebirge eine große Verbreitung zugeschrieben worden war, ist in Wirklichkeit auf ganz geringfügige Schollen dunkeln dolomitischen Kalkes im Menyházaer Tale beschränkt. 4. Jura ist dafür sehr verbreitet. Alle darin gefundenen Fossilien verweisen auf Dogger, Malm und Tithon. 5. Untergeordnet kommen ferner vor: Andesite und deren Tuffe und Breccien, sarmatische und pontische Ablagerungen, Diluvium und Alluvium.

Der Kodru ist der im Westen von einer großen Bruchlinie begrenzte Überrest eines alten, SO.—NW. streichenden Kettengebirges, dessen Bau

noch durch Querverwerfungen kompliziert ist. Alle diese Störungen fallen in das Mediterran oder in den Beginn des Sarmaticums, so daß der Kodru gegen Ende der Miocänzeit wesentlich schon den heutigen Aufbau besaß. Als seine Grenze gegenüber dem Móma-Gebirge nimmt Verf. das Menyházaer und Brihényer Tal an. **Katzer.**

G. D. Louderback: Basin Range structure of the Humboldt Region. (Bull. Geol. Soc. Amer. **15**. 1904. 289—346. Pls. 14—21.)

Es sollen im Anschluß an die Arbeiten von G. K. Gilbert über die Basin Range der in Nordwest-Nevada liegende Teil dieses Distriktes, das sogen. Humboldt-Gebiet, in tektonischer Beziehung untersucht und hieraus Schlüsse auf die Art der gebirgsbildenden Vorgänge des ganzen Distriktes gezogen werden.

I. Humboldt Lake Range. Triadische und jurassische Schichten mit marinen Versteinerungen und von toniger, kalkiger oder quarzitischer Beschaffenheit. Vielfache steile Faltung; die Hauptfalte, die sogen. Mittleberry-Antiklinale, durchzieht die N.—S. verlaufende Kammlinie des Gebirges so, daß sie im Norden östlich abweicht. Auch Dislokationen durchschneiden das Ganze in verschiedenen Richtungen. Diorit durchsetzt obige Schichten in der östlichen Hälfte. Diskordant liegen auf letzteren Süßwassersedimente, sowie Laven und Tuffe von Liparit und Basalt. Diese Eruptivmassen haben sehr weite Verbreitung, die Sedimente dagegen beschränken sich auf die inneren Gebirgstäler, es sind Lahontan-Schichten, sowie alluviale Absätze (des Humboldt River und des einstigen Humboldt Lake). Dieser Komplex ist ungefaltet und ungeschiefert, aber von Verwerfungen durchzogen und gekippt. Die Basaltdecken sind die jüngste Bildung, sie ziehen sich im nördlichen Teil des Gebirges am Ostflügel herab, an dessen Basis das Alluvium des Carson-Tales transgrediert. Ein Aufschluß am Fuß des Westabhanges zeigte Truckee-Schichten, die von Basalt diskordant überlagert werden, deren Grenze gegen den liegenden Jura aber nicht zutage trat. Dieser auf dem Westflügel nur am Fuße vorhandene Basalt wird aufgefaßt als ein mit der ganzen westlichen Partie des Gesteinskomplexes an einer nach Westen einfallenden Spalte abgesunkener Teil einer großen Basaltdecke, die sich auf die durch Abtragung nivellierten Jurafalten horizontal ergoß. Dem von Basalt bedeckten östlichen Gebirgshang liegt ein Staffelbruch mit westlich einfallenden Spalten zugrunde. Zu diesen Schlüssen führt übrigens auch die rein morphologische Betrachtung des Geländes: die östlichen Gehänge haben eine unregelmäßige, z. T. konvexe Oberfläche — der Stellung der basaltbedeckten Staffeln entsprechend, die westlichen sind durchweg konkav und von typischer Erosionsform, indem hier die Erosion die bereits an sich schräg abfallenden Verwerfungsflächen der wenig widerstandsfähigen Sedimente antraf.

II. Das Nachbargebiet (Star Peak Range nördlich, Table Mountain und East River Range östlich, Trinity Range westlich). Es soll hier untersucht werden, ob die benachbarten Ranges analog gebildet sind.

1. Star Peak Range. Offenbar ganz ähnlicher Entstehung. Postjurassische Faltung, sodann lange Erosionszeit, darauf basaltische Ergüsse über die geebnete Oberfläche und schließlich Verwerfung längs dem jetzigen Westrand und Kippung nach Osten. Übrigens sind auch hier rezente Verwerfungen vorhanden, wie sie vielfach im Great Basin-Gebiet angetroffen werden; eine besonders merkliche Verwerfung zieht sich am ganzen Westfuß des Gebirges hin, sie beträgt 4—40 Fuß, je nach dem Gefälle und der Gesteinsbeschaffenheit der Oberfläche. Im Gegensatz zu der Steilküste des Lahontans, deren Grundlinie sich zwischen den Höhen und Tiefen der Oberfläche vielfach hin und her windet, setzt diese rezente Spalte quer durch die Alluvionen hindurch. Wahrscheinlich führten jene alten Schollenverschiebungen nicht zu völligem Gleichgewicht, das erst durch die jüngsten Bewegungen erreicht wurde.

2. Table Mountain und East Range (durch das Carson-Tal vom westlichen Humboldt Mountain getrennt). Wiederum analoge Bildung. Der die Mitte der N.—S. verlaufenden East Range-Kammlinie einnehmende Tafelberg trägt auf mesozoischem Sockel dieselbe Basaltdecke wie seine niedrigere Umgebung, er wird daher als Horst gedeutet, gleichzeitig mit dem ganzen Gebirge entstanden; durch kleinere Brüche stuft er sich westlich und östlich zu den „Valley hills" der Buena Vista-Senke und des Salt Marsh-Tales ab. Die sehr geringe Kippung ist auch hier östlich gerichtet. Mehrmaliges Auftauchen von Basalt im Carson Valley scheint auf weitere kleine Brüche hinzuweisen. Dächte man sich im Gegensatz dazu die östlichste Scholle der Humboldt Lake Range bis an die Westspalte der East Range unter dem Carson-Tal hinziehend, so würde die Nivellierung der östlichen Talpartie eine 7000 Fuß mächtige Ablagerung seit der Zeit der Verwerfungen erfordern, was ausgeschlossen erscheint.

3. Trinity-Mountains sind geotektonisch viel komplizierter. Die dem Zentrum des ebenfalls N.—S. ziehenden Gebirges östlich vorgelagerten Lone Mountain hills stehen zu ihm etwa in derselben Beziehung wie die Valley hills zum Table Mountain. **Johnsen.**

P. Schei: The Second Norwegian Polar Expedition in the Fram 1898—1902. Summary of Geological Results. (Geographical Journal. **22**. 1903. 56—69.)

Die zweite norwegische Polarexpedition unter Sverdrup war bekanntlich 4 Jahre lang mit der Erforschung des Ellesmere-Landes und der südlich und westlich angrenzenden Teile des nordamerikanisch-arktischen Archipels beschäftigt. Der seither verstorbene Geologe der Expedition gibt in einem Vortrage vor der Royal Geographical Society einen Überblick über die Geologie der zum größten Teile neuentdeckten Küstengebiete.

Den ganzen südöstlichen Teil des Ellesmere-Landes und noch ein Stück der südlich gelegenen Insel North Devon setzen archäische Gesteine, hauptsächlich uralte Granite zusammen. Im Norden und Westen schließt sich an dieses archäische Gebiet ein breiter Gürtel von cambrisch-silurischen

Gesteinen an; das Cambrium besteht aus Quarz- und Kalksandsteinen und Kalkkonglomeraten, das Silur aus mindestens 2000′ mächtigen klotzigen Kalken, in denen obersilurische Fossilien gefunden wurden. Devon steht an den Küsten des König Oscar-Landes, wie Sverdrup das südwestliche Ellesmere-Land genannt hat, an und zieht sich von dort über die Inseln der Cardigan-Straße nach North Devon hinüber. In seinem unteren Teile besteht das meist fossilreiche Devon aus schwarzen Schiefern und Kalken, im oberen aus fisch- und pflanzenführenden Schiefern und Sandsteinen. Marines Obercarbon in Gestalt von fossilreichen feuersteinführenden Kalken, die mit basischen Eruptivgesteinen und Tuffen wechsellagern, ist im nördlichen Teile der neuentdeckten Heiberg-Insel nachgewiesen. Sandige Kalke und Sandsteine der Trias, die Daonellen und einen Ammoniten geliefert haben, spielen an den beiden Ufern des Eureka-Sundes, der zwischen dem westlichen Teile des Ellesmere-Landes und der Heiberg-Insel liegt, die wichtigste Rolle. Die Trias ist hier stark disloziert und von zahlreichen Intrusivgesteinen durchsetzt, in den übrigen Teilen der untersuchten Gebiete scheinen die Sedimentgesteine hingegen flach zu liegen. Auf die Ablagerung der Triasgesteine folgte eine Zeit kontinentaler Erosion; in die damals gebildeten Täler und Depressionen drang das Miocänmeer ein und deponierte Sande und Tone mit außerordentlich schön erhaltenen Pflanzenresten, unter ihnen *Sequoia* und *Taxodium*. Junge marine Sedimente mit subfossilen Organismenresten finden sich überall an den Küsten des Ellesmere-Landes bis in eine Höhe von 650′ und deuten auf sehr jugendliche Hebungen hin. Der östliche Teil des Ellesmere-Landes trägt eine Inlandeisdecke, die in den Tälern Eisströme nach der See entsendet; das westliche Ellesmere-Land und die Heiberg-Insel ist jedoch im wesentlichen nicht vergletschert. Spuren einer früheren, stärkeren Eisbedeckung fanden sich merkwürdigerweise nicht und Verf. nimmt deswegen an, daß die jetzige Vergletscherung das Maximum darstellt. **E. Philippi.**

Expédition Antarctique Belge. Résultats du Voyage du S. Y. Belgica en 1897—1898—1899 sous le commandement de A. de Gerlache de Gomery.

1. J. Thoulet: Détermination de la densité de l'eau de mer. 24 p. 1 graphische Darstellung.

2. H. Arctowski et J. Thoulet: Rapport sur les densités de l'eau de mer observées à bord de la Belgica. 23 p.

3. G. Lecointe: Travaux hydrographiques et instructions nautiques. 110 p. 29 Taf. 7 Karten.

Die erste Arbeit enthält theoretische Betrachtungen über die Bestimmung der Dichte des Meerwassers, die zweite teilt die an Bord der „Belgica“ angewandten Methoden und die dabei gewonnenen Resultate mit. In der dritten berichtet Lecointe über die astronomischen Ortsbestimmungen und über die Navigation in der Magelens-Straße, im Süden des Cap Horn und besonders über die Fahrten in der Gerlache- und der Bransfield-Straße.

Diese Teile enthalten hauptsächlich topographische und nautische Beschreibungen, bringen aber auch über Zoologie und Geologie manches interessante Detail. Der Arbeit sind 29 Tafeln mit prachtvollen Landschaftsbildern, meist aus der Gerlache-Straße, und die Karten der Expedition beigegeben. **E. Philippi.**

Stratigraphie.

Triasformation.

J. Perrin Smith: The comparative stratigraphy of the Marine Trias of Western America. (Proceedings California Acad. of sciences. (3.) 1. No. 10. San Francisco 1904. 325—411. Mit 10 Taf.)

Marine Trias ist im Westen der Vereinigten Staaten weit verbreitet, aber an keiner Stelle ist die Serie der triadischen Sedimente vollständig entwickelt. Verf. hat alle fossilführenden Triaslokalitäten persönlich kennen gelernt. Seine Profile und Mitteilungen über die Verbreitung der leitenden Formen sind daher auf eigene Anschauung gegründet.

Untere Trias kennt man in fossilführender Entwicklung nur in Ost-Kalifornien und im SO. von Idaho, mittlere Trias in Kalifornien und Mittel-Nevada, obere Trias in Nord-Kalifornien, Nevada, British Columbia, auf Vancouver und Queen Charlotte Island und in Alaska. Die nahen Beziehungen der amerikanischen Faunen zu jenen des mediterranen und indischen Gebietes zeigen, daß der Triasgolf des westlichen Nordamerika in offener Verbindung mit dem großen triadischen Weltmeer stand.

Untere Trias. Idaho. Die von Peale entdeckten *Meekoceras* beds, deren Fauna im Jahre 1880 von White beschrieben wurde, liegen bei John Grays Lake nahe der Grenze zwischen Idaho und Wyoming über einer mächtigen Serie versteinerungsleerer Sandsteine und Quarzite, die konkordant über Obercarbon folgen. Eine zweite Fundstelle der *Meekoceras*-Fauna fand Peale 15 Meilen südöstlich von dem erstgenannten Fundpunkt. Eine dritte entdeckte 1888 Prof. Hyatt in der Aspen-Kette, Wood Cañon, östlich von Soda springs. Sie erwies sich als die fossilreichste. Eine vierte ist kürzlich bei Paris im südöstlichen Idaho von R. Spence ausgebeutet worden. Die Fauna der *Meekoceras* beds enthält Arten von *Danubites, Meekoceras, Aspidites, Flemingites, Ophiceras, Hedenstroemia, Clypites, Ussuria, Nannites,* die z. T. solchen aus der unteren Trias Indiens und Ost-Sibiriens sehr nahe stehen. Die *Meekoceras* beds können daher mit den *Proptychites*-Schichten des Ussuri-Gebietes und mit den Ceratitenmergeln und dem unteren Ceratitensandstein der Salt Range parallelisiert werden.

Kalifornien. Im Jahre 1896 wurde von Walcott in Inyo County, an der Ostseite von Owens valley, ein untertriadischer Ammonitenhorizont entdeckt. Er wird von dunklen Cephalopodenkalken mit einer Muschelkalkfauna überlagert. Die untertriadische Fauna enthält zahlreiche mit

den *Meekoceras* beds übereinstimmende Elemente, ferner Arten der Genera: *Sibirites, Lecanites, Proptychites, Xenaspis, Pseudosageceras* und *Prosphingites*. Die Beziehungen dieser Fauna weisen entschieden auf Asien, nicht auf die mediterrane Region hin.

Mittlere Trias. Nevada. In der westlichen Humboldt-Kette liegt über den metamorphischen Gesteinen der Koipato group die Star Peak group, beginnend mit einem tonigen Kalkstein, der an mehreren Lokalitäten zahlreiche Fossilien des Muschelkalkes geliefert hat. Es scheinen sowohl die ladinische als die anisische Stufe (*Trinodosus*-Horizont) hier vertreten zu sein. Die bezeichnendsten Ammonitengenera sind: *Ceratites, Beyrichites, Danubites, Acrochordiceras, Balatonites, Anolcites, Eudiscoceras, Dinarites, Gymnotoceras, Hungarites, Sageceras, Joannites, Ptychites, Monophyllites*. *Ceratites* ist durch mehrere alpinen Muschelkalkarten sehr nahestehende Formen (*C.* cf. *trinodosus* Mojs., *C.* cf. *planus* Arth., *C.* cf. *altecostatus* Arth.), *Daonella* durch eine der *D. Lommeli* Wissm. nächst verwandte Art vertreten.

Kalifornien. Die 800 Fuß über dem untertriadischen Cephalopodenhorizont der Inyo Range liegenden Kalke des Union Wash haben eine Fauna geliefert, die vielleicht den tiefsten Muschelkalk repräsentiert. *Xenodiscus* und *Tirolites* erscheinen hier vergesellschaftet mit *Parapopanoceras, Nannites, Acrochordiceras, Hungarites* und *Ptychites*. Damit endet das Profil der sedimentären Schichten der Inyo Range, da über ihnen Lavadecken folgen. Auch in Shasta County ist mittlere Trias bekannt.

Obere Trias. Kalifornien. In Plumas County haben Hyatt und Diller ein Profil durch die Triasablagerungen des Genesee Valley beschrieben, das an der Basis eine Schichtgruppe mit norischen Faunenelementen *(Pseudomonotis subcircularis* Gabb, *Rhabdoceras, Halorites)*, die Swearinger slates (200 Fuß), darüber die *Halobia* slates (100 Fuß) mit *Halobia* cf. *rugosa*, *H.* cf. *superba* und *Tropites* cf. *subbullatus* und den Hosselkus limestone (100 Fuß), gleichfalls mit karnischen Faunenelementen *(T.* cf. *subbullatus)* zeigt. Schon E. v. Mojsisovics hat betont, daß hier eine überstürzte Lagerung angenommen werden müsse. Die Untersuchungen des Verf.'s in Shasta County bestätigten diese Annahme. Hier liegt das vollständigste, bisher bekannte Triasprofil in Kalifornien. Es beginnt mit Kieselschiefern und Konglomeraten (Pitt shales) vom Alter des Muschelkalkes mit *Anolcites Whitneyi*. Darüber folgen Kalkmergel mit *Protrachyceras Homfrayi* (100 Fuß), ein Äquivalent der ladinischen Stufe, hierauf eine 300 Fuß mächtige Kalkmasse, der Hosselkus limestone und endlich in deren Hangendem die *Pseudomonotis*-Schiefer. Im Hosselkus limestone lassen sich vier fossilreiche Niveaus unterscheiden. Das tiefste, die *Halobia* beds, enthalten *H. superba, Tropites, Polycyclus* und *Protrachyceras*. Das nächste, die *Trachyceras* beds, ist der fossilreichste Horizont und enthält viele mit der *Subbullatus*-Zone der Alpen teils identische, teils nahe verwandte Arten. Doch kommen, wie im Himalaya, hier *Trachyceras* und *Tropites* zusammen vor, während die erstere Gattung in der tuvalischen Unterstufe der Alpen bereits erloschen

ist. Ein Teil des nächst höheren Niveaus (*Juvavites* beds) und die *Spiriferina* beds dürften bereits der norischen Stufe zufallen.

Nevada. Der Star Peak limestone der Humboldt Range enthält an seiner Basis die oben erwähnte Muschelkalkfauna. Die höheren Teile dieser Kalksteinmasse fallen wahrscheinlich der karnischen Stufe *(Halobia* cf. *superba)* zu. In den Muttleberry Mountains liegen über dem Star Peak Kalkstein, *Pseudomonotis*-Schiefer (800 Fuß) mit *Rhabdoceras, Halorites* und *Placites,* also norischen Fossilien. Hierauf folgt unkonform Lias mit *Arietites* cf. *nodotianus* d'Orb. In Kalifornien (Taylorsville) dagegen liegen über den *Pseudomonotis*-Schiefern Schiefer und Konglomerate mit Pflanzenresten rätischen Alters. Die marine Serie reicht also hier nicht über die Trias-Liasgrenze hinaus.

Der zweite Teil der vorliegenden Arbeit enthält eine Beschreibung und Abbildung der wichtigsten Leitfossilien der einzelnen Abteilungen der Trias. Mit Rücksicht auf das ausführliche Referat über die seither erschienene Monographie der triadischen Cephalopodengattungen Amerikas von Hyatt und Smith kann von einer Besprechung dieses Teiles hier abgesehen werden. **Diener.**

Juraformation.

M. Schmidt: Über Oberen Jura in Pommern. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 41. 1905. Mit 10 Taf., 1 Karte u. 6. Textabbild. 222 p.)

Trotz seiner zwischen West- und Osteuropa vermittelnden Lage und des dadurch bedingten höheren Interesses war der pommersche Jura bisher ziemlich mangelhaft bekannt. Der vorliegenden Arbeit verdanken wir in dieser Richtung einen namhaften Fortschritt.

Es ist hier natürlich nicht möglich, auf die Beschreibung der einzelnen Fundorte (Klemmen b. Gülzow, Fritzow, Tribsow, Schwenz, Schwiersen, Zarnglaff, Bartin, Schwanteshagen, Böck), die bekanntlich fast ausschließlich am rechten Oder-Ufer gelegen sind, näher einzugehen; wir müssen uns hauptsächlich auf das Gesamtprofil beschränken, das Verf. zusammenzustellen versuchte. Der pommersche Oberjura umfaßt einen wesentlichen Teil des Ober-Oxford und anderseits sicher den Hauptteil des Unter-Portland und dürfte in diesem Ausmaße mindestens 110 m mächtig sein. Davon ist bis jetzt ungefähr die Hälfte in Aufschlüssen zu beobachten. Klemmen liefert Oxfordschichten, und zwar zu unterst schwärzlichen Muschelsandstein mit prächtig erhaltenen zahlreichen Versteinerungen *(Pecten subfibrosus, Trigonia Bronni, Astarte crassitesta, Turbo corallensis, Cerithium limaeforme),* dann folgt eine schwärzliche Tonschicht mit *Cardioceras alternans* und *Lima proboscidea,* ferner oolithische Kalkbänke mit *Bourguetia striata, Pecten varians, Rhynchonella pinguis,* und endlich sandige, grauschwarze Mergel und löcherige, kieselig-sandige Kalksteine mit *Ostrea deltoidea, Exogyra reniformis* und Trigonien. Brachiopoden-Oolithe, Kalke und Mergel mit *Zeilleria humeralis* repräsentieren bereits

das Unter-Kimmeridge, wie man aus der Übereinstimmung mit den Verhältnissen im nordwestlichen Deutschland schließen kann. Tieferes Oxford ist nicht aufgeschlossen, doch ist diese Stufe in Pommern durch zwei Geschiebe mit *Peltoceras* cf. *interscissum* Uhl. und *Cardioceras cordatum* angedeutet. Zur älteren Oxfordzeit bestand in Pommern wahrscheinlich ein küstennahes, aber von Ammoniten belebtes, nach Südosten und wohl auch nach Osten weithin offenes Meer. Im Ober-Oxford hingegen reicht der südliche Einfluß mit Scyphienfazies nur bis Inowrazlaw in Posen, das Gebiet der Oder-Mündung hat daran keinen Anteil mehr, sondern zeigt Beziehungen zum Korallenoolith von Nordwestdeutschland. Höhere Horizonte sind in der altbekannten Lokalität Fritzow durch mürbe Oolithe mit *Fibula Pellati* und Steinmergel und Kalke mit *Terebratula Bauhini, Olcostephanus trimerus, Perisphinctes* cf. *colubrinus* Rein., aff. *crussoliensis* Font., *involutus* Qu. und cf. *lictor* Font. vertreten. Auch sie gehören noch zum Unter-Kimmeridge und zeigen nach Verf. eine auffallende Verwandtschaft mit dem sächsisch-böhmischen, aber auch, wie schon Sadebeck betonte, mit dem nordfranzösischen Kimmeridge.

Mittleres Kimmeridge repräsentieren die mürben oolithischen Mergelkalke mit *Pictonia cymodoce, Rhynchonella pinguis, Terebratula subsella, Zeilleria humeralis, Exogyra Gumprechti* n. sp., *Natica rupellensis,* ferner die Nerineenoolithe und Korallenkalke von Zarnglaff. Die Fauna zeigt nebst *Pictonia cymodoce* noch manche andere Anklänge an die nordfranzösische, dagegen sind sächsisch-böhmische Beziehungen nicht mehr erkennbar, ebenso fehlen osteuropäische Anklänge.

Oberes Kimmeridge erscheint in Bartin als lumachellenführender gelblicher Oolith mit *Pygurus jurensis* und *Aulacostephanus eudoxus* und *pseudomutabilis,* der von Ton und Kalkbänken mit *Aspidoceras longispinum* und *liparum, Perisphinctes geron* und *effrenatus, Cardioceras Volgae* überlagert ist. Der gelbliche Oolith wird vom Verf. zunächst als Flachwasserbildung angesprochen; das Erscheinen der Hoplitenfauna erweist wieder offene Meeresverbindung. Die Fauna der Bartiner Schichten gravitiert ein wenig nach dem Osten hin, doch hebt Verf. mit Recht hervor, daß die Fauna des oberen Kimmeridge in Europa (genauer Nord- und Mitteleuropa) einen ziemlich allgemein gleichmäßigen Charakter aufweist.

Für die Portland-Stufe bildet Schwanteshagen die Hauptlokalität. Die liegendsten Schichten bestehen aus dunkelgrauen, glaukonitischen Mergelkalken mit einigen Zweischalern. Dann folgt dunkelgrauer Kalk mit *Perna,* sandiger zersetzter Kalkstein mit *Corbula antissiodorensis* Cott., rauher gelblicher Kalk mit Aucellen *(Aucella Pallasi,* var. *tenuistriata)* und *Trigonia incurva,* und endlich feinsandiger, plattiger Kalk mit Ammoniten, die Verf. als Virgatiten anspricht. Die Virgatiten und Aucellen verbürgen nicht nur die Altersbestimmung, sondern erweisen auch deutlich borealen Einfluß. Das einzig pommersche Malmsediment, das jünger ist als die Schichten von Schwanteshagen, ist der harte, brecciöse Kalk mit *? Anisocardia parvula* des Trecheler Forstes; er scheint eine gewisse Verlandung anzudeuten.

Allen Ablagerungen des pommerschen Oberjura ist übrigens ein gewisser Flachwassercharakter eigen, denn nur die oberen Schichten von Fritzow und die Bartiner Kalke sprechen für größere Meerestiefe.

Das Fossilienverzeichnis enthält 415 Arten, davon sind 111 näher beschrieben und z. T. abgebildet. Als neue Arten heben wir hervor: *Terebratula undosa*, *Zeilleria avellana*, *Exogyra Gumprechti*, *Trigonia Hauchecornei*, *Corbicella tancredia*, *Venerupis (?) camminensis*, *Trochus coelotropis*, *Nerita Sadebecki*, *Brachytrema Lorioli*, *Cerithium anaroides*, *C. Deeckei*, *C. pommeranum*, *Sulcactaeon viadrinus*.

Die Zugehörigkeit des auf Taf. 10 Fig. 13 abgebildeten Perisphinctiden zu *Virgatites* erscheint dem Ref. fraglich. Das Stück scheint nur biplikate Rippen aufzuweisen, es dürfte hier vielleicht ein Vertreter der im Portland-Tithon sehr verbreiteten *Contiguus*-Gruppe vorliegen, bei welcher virgatotome Rippen meistens erst auf der Wohnkammer oder kurz vorher vorkommen, während das innere Gewinde nur biplikate Rippen aufweist. Fig. 14 macht jedenfalls mehr den Eindruck eines echten Virgaten.

Es verdient noch hervorgehoben zu werden, daß die Arbeit auch einzelne Angaben der Arbeit von Gallinek über den Jura von Inowrazlaw berichtigt. Verf. kann sich der Annahme Gallinek's, daß in der Schwefelkiesgrube alle Horizonte vom untersten Oxford bis zum oberen Kimmeridge vertreten waren, nicht anschließen, da sich gerade die Leitformen Gallinek's leicht auf Arten des Bartiner Kimmeridge beziehen lassen. Die Tone der Apollo-Diana-Grube dürften nur dem Oberkimmeridge von Bartin entsprechen, tiefere Horizonte aber nicht enthalten. **V. Uhlig.**

Kreideformation.

Joh. Elbert: Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. (Verh. d. naturhist. Ver. d. Rheinlande etc. 58. Jahrg. 1901. 77—167. Taf. 2—5. 14 Textfig.)

Der Teutoburger Wald besteht aus drei — sein nördlicher Teil aus zwei — parallelen Ketten, von denen der innere Zug sich aus Pläner, der äußere aus Muschelkalk zusammensetzt. Der mittlere Hilssandsteinzug beginnt bei Örlinghausen, verbreitert sich nach Norden, und zwar so sehr, daß zuerst der Muschelkalk, dann der Pläner zurücktritt.

Der Osning, der Teil des Teutoburger Waldes zwischen Örlinghausen und Bentheim, ist ein stark zerbrochener und verworfener Sattel — die Hauptbruchspalte liegt bei Borgholzhausen —, in dessen aufgerissener Sattelspalte Trias- und Kreidehorizonte eingebrochen sind. Die Stufe mit *Micraster breviporus*, *Heteroceras Reussianum*, *Spondylus spinosus* usw. tritt an dem Innenrande der Ketten auf, teils am Fuße des Osnings sich zu kleinen Hügeln erhebend, teils bis auf die Spitze des Berges steigend. Sie zerfällt in drei petrographisch scharf unterschiedene Gesteinsarten: Plänerkalkstein, Plänermergel und Grünsand, welch letzterer als kon-

kretionäre und teilweise fremde Einschlüsse Grünsand-, Phosphorit-, Kalkstein-, Sand- und Limonitknollen führt. Ein vollständiges Bild der Schichtenfolge bietet der Bruch bei Hilter, wo die mit 20° einfallenden Schichten ca. 27 m mächtig sind. Weitere Aufschlüsse liegen bei Lengerich, Timmern, Aschendorf, Halle und Brackwede, aus denen Verf. Listen von Fossilien anführt. Von diesen werden besonders besprochen: *Helicoceras flexuosum* Schlüt., *Crioceras Schlüteri* Windmöller, *Hamites (Crioceras) multinodosus* Schlüt., *Inoceramus Brongniarti* Sow., *I. latus* Mant., *I. inaequivalvis* Schlüt., *I. Cuvieri* Sow., *Holaster planus* Mant., *Holasteropsis Credneriana* n. g. n. sp. (nach Schlüter synonym *Ananchytes latissima* Röm.), *Holaster ananchytoides* n. sp., *Micraster breviporus* Ag., *M. acutus* Ag. und *Daemonhelix cretacea* n. sp. Bei *Inoceramus latus* wird darauf hingewiesen, daß die von Goldfuss als *I. latus* abgebildete und von Schlüter als *I. orbicularis* gedeutete Form große Ähnlichkeit mit denen Elbert's haben dürfte, und *I. cuneiformis* d'Orb als Varietät gedeutet, sowie *I. striatus* bei Geinitz (Elbtalgebirge. II. Taf. 13 Fig. 2) dazu gezogen. Ferner wird zu *I. inaequivalvis* Schlüt. Wood's *I. striatus* gezogen (Quart. Journal. 53. Taf. 27 Fig. 13). Neben den gewöhnlichen Varietäten *I. Cuvieri* (Goldfuss: Petref. Germ. II. Taf. 111 Fig. 1) kommt eine Form vor, die die Bezeichnung *Cripsii* verdiente; die von Geinitz (Elbtalgeb. II. Taf. 13 Fig. 14) als *I. Cripsii* abgebildeten Exemplare sind zu *I. Cuvieri* zu stellen. Für die an die von Geinitz (ebenda. Fig. 12) abgebildete Form sich anschließenden Stücke bringt Verf. den Namen var. *cripsioides* in Vorschlag. Alsdann wird als dritte Varietät von *I. Cuvieri* der *I. planus* Mstr. (Goldf.: Petref. Germ. II. Taf. 113 Fig. 16) angegeben, welche Form den *Cuvieri*-Plänern Westfalens besonders zu kennzeichnen scheint.

Bezüglich *Daemonhelix* wird als Analogon der rezente *Balanoglossus* angeführt und jenes Fossil zu den Anneliden gestellt.

Ein großes Material an Echiniden ermöglichte es Verf., unter Zugrundelegung des Scheitelschildes eine Entwicklungsgeschichte von *Holaster* und *Micraster* zu geben. Von *Holaster laevis* Ag. leitet sich ab einerseits *H. carinatus*, der zum *H. planus* wird, anderseits *H. trecensis*, der die Wurzel für *H. planus* var. *quadrangula* n. sp. und *H. ananchytoides* n. sp. bildet, sowie des Zweiges, welcher über *Holasteropsis Credneriana* n. sp. zum *Ananchytes ovata* Leske führt. Neben *Holasteropsis Credneriana* wird noch var. *subconica* n. sp. unterschieden. Von *Holaster planus* Mant. var. *inferior* n. sp. leiten sich die Varietät *superior* n. sp., sowie *Cardiaster ananchytes* d'Orb. ab.

Eine analoge Reihe läßt sich auch für die *Micraster*-Arten aufstellen. *M. breviporus* findet sich schon in den tiefsten Lagen; typisch für die Kalkfazies ist die var. *longa* n. sp., während im Grünsand var. *brevis* n. sp. und var. *oblonga* n. sp. auftreten. Es folgen *M. cortestudinarium* Goldf. var. *inferior* n. sp.; var. *superior* n. sp. und *M. coranguinum* Lam.

Die Untersuchung über die Verhältnisse, unter denen die Sedimente der *Breviporus*-Stufe sich gebildet und ihre organischen Reste gelebt haben,

ergibt, daß der Grünsand vorwiegend Lamellibranchiaten (Ostreen) und Brachiopoden, dazu *Hemiaster Toucasanus, Micraster breviporus* Ag., *M. oblonga* und *M. acutus,* wie Fische enthält. Er wurde bei ca. 150—350 m Tiefe abgesetzt. Der Plänerkalk, der schon im Münsterschen Becken seine Ablagerungszone um 350 m Tiefe begann, enthält aufgewachsene Ostreen, Echiniden außer *Hemiaster* und *Micraster acutus,* Cephalopoden, Lithistiden und Hexactinelliden und wurde in einer Tiefe von 300—600 m gebildet. Der Kalkmergel enthält Cephalopoden, Echiniden (bezw. *Ananchytes striata* Goldf. und *Holaster planus* Mant.), Inoceramen, Spongien und ist bei seinem Tonreichtum in größerer Tiefe als der Kalkstein gebildet. Vergleichungen mit den Ablagerungen in anderen Gebieten zeigen, daß im norddeutsch-französisch-englischen Kreidebecken sich der Kreidegrund zur Zeit des Oberturon, vom rheinischen Kontinente ausgehend, senkte, und zwar in Westfalen langsam vom Grünsand- zum Kalksteingebiet auf ca. 500 m Tiefe und daß in der Kalkmergelzone der Gegend von Lengerich schnell die Tiefseefazies erreicht wurde.

Gegen die Einführung der Bezeichnung „Unteres Angouminien" für diese Zone hat Schlüter Bedenken erhoben, die gerechtfertigt sind.

Joh. Böhm.

Erich Harbort: Über die stratigraphischen Ergebnisse von zwei Tiefbohrungen durch die untere Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. **26.** Heft 1.)

Beide Bohrungen, von denen die eine (Stederdorf) bis 580 m, die andere (Horst III) bis 904 m niedergebracht ist, ergaben zwei nahezu vollständige Profile durch die gesamte Unterkreide, deren Gliederung mit der v. Koenen'schen gut übereinstimmt.

Bei Stederdorf durchbohrte man unter dem Pleistocän 169 m weiße Kalke des Untersenon mit *Actinocamax quadratus,* darunter die Schichten vom Gault bis zum unteren Valanginien. Der 105 m mächtige Gault zerfällt in oberen Gault mit *Oppelia nisus* und *Belemnites minimus,* und unteren (27 m) Gault mit *Acanthoceras* cf. *Milleti.* Das Aptien ist als 9 m mächtige bituminöse Tonablagerung mit *Belemnites Ewaldi* vertreten. Das Barremien umfaßt eine 62 m mächtige tonige Schichtenfolge mit *B. brunsvicensis* und *Desmoceras plicatulum* v. Koen. und mehreren anderen Arten. Das Hauterivien bildet eine 188 m mächtige Folge von mergeligen Tonen, die nach unten kalkreicher werden und in Mergel und sandige Mergel übergehen. Im oberen stark bituminösen Hauterivien fanden sich *Belemnites jaculum, Astieria* cf. *psilostoma* und *Simbirskites progrediens* und andere Arten. Das untere Hauterivien enthält oben Polyptychiten, nach unten wird *Hoplites noricus* häufiger. Das 42 m mächtige Valanginien ist durch seinen Glaukonitreichtum, sowie durch das Auftreten von körnigen Dolomitbänken ausgezeichnet. Verf. konnte hier *Polyptychites terscissus,* eine Form des oberen Valanginien nachweisen und vermutet, daß das

untere Valanginien durch den seiner großen Härte halber nicht durchbohrten quarzitischen Sandstein vertreten sei.

In Horst setzte die Kernbohrung erst bei 475 m im Aptien mit *Belemnites Ewaldi* und *Inoceramus Ewaldi* ein. Das Barremien erreicht die außerordentliche Mächtigkeit von 176 m, das Hauterivien die Mächtigkeit von 154 m. Das Valanginien ist auch in Horst durch Glaukonit und Dolomit ausgezeichnet.

In beiden Bohrungen lagern die Schichten horizontal. Die glaukonitisch-dolomitische Fazies des Valanginien war bisher im nordwestlichen Deutschland nicht bekannt. Interessant ist ferner die häufige Zwischenlagerung von stark bituminösen, mergeligen Blättertonen (Faulschlammton) und Toneisensteingeoden. Ein großer Teil der Sedimente scheint in stagnierenden, sauerstoffarmen Gewässern abgelagert worden zu sein, in denen eine Oxydierung der Humussubstanzen und der Lösungen von Oxydulsalzen des Eisens nicht vor sich gehen konnte. Der interessanten Mitteilung ist eine Tafel mit Abbildungen von *Cyclas?* n. sp., *Hoploparia* cf. *longimana* Sow. und *Callianassa uncifer* n. sp. beigegeben.

V. Uhlig.

Schulz-Briesen: Das Deckgebirge des rheinisch-westfälischen Carbons. Essen 1903. 26 p. 4 Taf.

Aus 16 Tiefbohrungen und einem Schachtprofil, welche sich auf den nordwestlichen und südlichen Teil des Münsterschen Kreidebeckens verteilen und teilweise fast bis in die Mitte desselben reichen, geht hervor, daß die Kreidedecke mit 1—2° gegen Norden im allgemeinen regelmäßig einfällt. Das Streichen der Schichten ist fast W.—O., und nur im Westen bei Dorsten nimmt die Linie der gleichen Mergeltiefen die Gestalt einer jäh nach SO. und dann nach SW. wendenden Kurve an, verbunden mit steilerem Abfall der Schichten nach NW. Von Buer bis Berkum läßt sich mit annähernder Genauigkeit die Tiefe, bei der das Carbon anzutreffen ist, bestimmen. Im Baufelde der Schächte Blumenthal I und II dürfte ein absturzähnlicher Höhenunterschied von 80 m auf eine lokale tiefere Erosion des Kohlengebirges zurückzuführen sein. Die Achse der Kreidemulde und ebenso deren tiefster Punkt liegt etwa 5 km nördlich von Drensteinfurt, die größte Mächtigkeit der Kreideformation dürfte 1100—1200 m nicht überschreiten.

Ferner werden je 4, in ca. 30—40 km Entfernung voneinander gelegte Längs- und Querprofile durch das Gebiet erläutert und zum Schluß berechnet, daß das Oberbergamt Dortmund mit Ausschluß des Ibbenbürener Gebiets einen Kohleninhalt von 52,2 Milliarden Tonnen bei einer Tiefe bis 1500 m enthält.

Joh. Böhm.

H. Stille: Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1905. **26**. 140—172. Taf. 3 u. 1 Texttaf.)

Die Schichten zwischen dem *Brongniarti-* und *Cuvieri*-Pläner sind in der Gegend von Werl, Soest bis über Büren als Grünsande, in der Gegend von Paderborn und weiter nordöstlich als Pläner entwickelt; der Übergang zwischen beiden Fazies vollzieht sich im südöstlichen Teile der westfälischen Kreidemulde. Aus den Plänerkalken bei Neuenbeken führt Verf. eine größere Anzahl von Fossilien, so auch Cephalopoden auf, die bisher hier nicht nachgewiesen waren. Es sind dies *Pachydiscus peramplus, Helicoceras flexuosum* und *spiniger*, welch letzterer abgebildet wird, *H. polyplocum* form. aut. *saxonica, Baculites bohemicus, Scaphites Geinitzi* und *auritus* und *Crioceras ellipticum*. Südöstlich Paderborn ist bis Kirchborchen der Pläner ähnlich wie bei Neuenbeken entwickelt, doch südwestlich Kirchborchen finden sich bei Alfen und Niederntudorf die ersten Spuren der glaukonitisch-sandigen Entwicklung, die hier noch gering und auf die tiefsten Lagen der Zone beschränkt ist, dazu noch nicht überall in diesen auftritt. Ein paläontologischer Gegensatz der beiden Fazies macht sich insofern bemerkbar, als *Ostrea, Spondylus* und *Holaster planus*, die bei Neuenbeken usw. verhältnismäßig selten sind, in den glaukonitischen Schichten in großer Fülle der Individuen erscheinen, während Ammonitiden in ihnen sehr zurücktreten und die in der Plänerfazies z. T. nicht seltenen aberranten Formen *(Scaphites, Baculites, Heteroceras)* überhaupt noch nicht beobachtet worden sind. Nach Süden und namentlich Südosten nimmt die glaukonitisch-sandige Entwicklung allmählich zu und ergreift dabei immer jüngere Horizonte. Ihr petrographischer und paläontologischer Charakter erweist diese Grünsandfazies als eine Seichtwasserbildung, die jedoch nicht auf den Südrand der Mulde beschränkt ist, sondern sich auch am nördlichen Rande, am Osning, wenn auch zurücktretend, findet, wo sie sich im höchsten Teile der Scaphitenschichten dicht unterm *Cuvieri*-Pläner einstellt. Dieser Umstand weist auf Schwankungen des Meeresbodens in beiden Gebieten hin, die jedoch den schon zur frühesten Kreidezeit auftretenden Gegensatz in den Niveauverhältnissen beider Gebiete nicht ganz zu verwischen vermochten. In der *Cuvieri*-Zeit stellt sich der vor der Scaphitenzeit bestehende Zustand wieder ein, und so erscheint diese in ihrem frühesten Abschnitt, und z. T. auch schon die jüngste Scaphitenzeit, als eine Transgressionsperiode. Wie weit nach Süden der *Cuvieri*-Pläner über das heute von Kreide eingenommene Gebiet sich erstreckt haben mag, läßt sich nicht feststellen, da hier die Kreide wieder gänzlich verschwunden ist.

Im paläontologischen Teil wird eine Anzahl von Versteinerungen näher besprochen; hervorzuheben sind *Ventriculites angustatus* Röm. var. *Zippei* Reuss, der abgebildet wird, ein neuer, unbenannter *Inoceramus*, der sich an *I. inaequivalvis* Schlüt. anschließt, ferner eine *I. Cripsii* sehr nahestehende Art. **Joh. Böhm.**

W. Hill: Note on the Upper Chalk of Lincolnshire. (Geol. Mag. N. S. Dez. 4. **9**. 1902. 404—406.)

A. Burnet: The Upper Chalk of North Lincolnshire. (Ibid. Dez. 5. **1**. 1904. 172—176.)

Während nach Hill im östlichen Lincolnshire die Obere Kreideformation mit der Zone des *Holaster subglobosus*, die stellenweise [wie bei Lebbin, Ref.] plattenförmige Feuersteine führt und als ein Äquivalent des nodular Chalk im südöstlichen England sowie der Chalk Rock der Midland counties aufzufassen ist, abschließt, ward durch neuerliche Begehungen Burnet's in diesem Gebiete die Liste der Versteinerungen dieser Schichten erheblich vermehrt und noch das Vorkommen der Zone des *Micraster cortestudinarium* wahrscheinlich gemacht. **Joh. Böhm.**

A. J. Jukes-Browne: The occurrence of *Marsupites* in Flints on the Haldon Hills. (Geol. Mag. N. S. Dez. 4. **9**. 1902. 449. 450.)

G. J. Hinde: On the zone of *Marsupites* in the Chalk at Beddington, near Croydon, Surrey. (Ibid. Dez. 5. **1**. 1904. 482—487.)

G. E. Dibley: The discovery of *Marsupites* in the Chalk of the Croydon area. (Ibid. 525—526.)

W. Wright and B. C. Polkinghorne: The discovery of *Marsupites* in the Chalk of the Croydon area. (Ibid. 622.)

In dem wahrscheinlich eocänen Kies, der die Haldon Hills bedeckt, werden Feuersteine mit Täfelchen von *Marsupites testudinarius* gefunden. Erst in 18 resp. 48 engl. Meilen Entfernung stehen die Upper Chalk resp. die *Marsupites*-Zone an. Vorausgesetzt, daß jüngere Kreidestufen als die Marsupiten-Schichten bei Haldon schon vor der Ablagerung der Bagshot beds zerstört worden sind, müssen etwa noch 500 Fuß Kreideablagerungen von der *Marsupites*-Zone abwärts bis zum Middle Chalk einschließlich hier der Abtragung anheim gefallen sind.

Wrigth und Polkinghorne fanden in den unter tertiären Schichten um Beddington zeitweise aufgeschlossenen Kreideschichten u. a. Kelche von *Marsupites*; Hinde fügt eine Liste von 53 Arten, darunter *Uintacrinus* hinzu. **Joh. Böhm.**

A. J. Jukes-Browne und J. Scanes: On the Upper Greensand and Chloritic marl of Mere and Maiden Bradley in Wiltshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. **57**. 96—125. Taf. 3—5. London 1901.)

Während in Kent und Dorset eine scharfe Grenze zwischen dem Selbornian (= Devizian in älteren Arbeiten des Verf.) und Cenoman besteht, schalten sich in Süd-Wiltshire und auf Wight Zwischenschichten ein, die schon früher Gegenstand der Untersuchung waren (dies. Jahrb. 1897. II. -508-). Bei Maiden Bradley sind unter dem Chloritic Marl aufgeschlossen:

a) bräunlicher glaukonitischer Sand mit einer Lage von phosphatischen Konkretionen und Fossilien an der Basis,
b) cornstones oder Kalkkonkretionen mit brauner phosphatischer Rinde,
c) glaukonitischer Sand mit einigen zerstreuten Kalkkonkretionen,
d) Hornsteinschichten.

Bei Rye Hill Farm ist dasselbe Profil aufgeschlossen.

Die Schichten a—c enthalten eine reiche Fauna, werden als Zone des *Catopygus columbarius* Lam. bezeichnet und, obwohl sie *Pecten asper* enthalten, und zu der Fauna des Chloritic Marl (Zone des *Stauronema Carteri*) in engster Beziehung stehen, doch dem Selbornian zugewiesen.

Joh. Böhm.

A. J. Jukes-Browne: The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 1: The Gault and Upper Greensand of England. With contributions by William Hill. (Memoirs of the Geol. Survey of the United Kingdom. London 1900. XIV u. 499 p. 2 geol. Karten. 83 Textfiguren.)

—: The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 2: The Lower and Middle Chalk of England. With contributions by William Hill. (Ebenda. 1903. XIII u. 568 p. 1 geol. Karte. 7 Taf. 87 Textfig.)

—: The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 3: The Upper Chalk of England. With contributions by William Hill. (Ebenda. 1904. X u. 566 p. 1 Taf. 79 Textfig.)

Die Obere Kreide, der Verf. noch Gault und Upper Greensand angliedert, nimmt den Süden und Osten Englands ein, dehnt sich unter einer Bedeckung jüngerer Schichten im Osten bis zu einer Linie aus, die von West-Dorset zur Mündung des Wash gezogen werden kann, und tritt partienweise in Lincolnshire, Yorkshire und Devonshire auf. Ihr allgemein gegen Osten gerichtetes Einfallen wird durch O.—W. gerichtete Antiklinalen unterbrochen; mehrere derselben vereinigen sich zu der großen Weald-Sattelachse, die sich durch Hants und Sussex fortsetzt und das Hampshire-Becken vom Londoner Becken trennt. Wo sie vollständig entwickelt ist, wie auf Wight und im Hampshire-Becken, erreicht sie eine Mächtigkeit von ca. 1900 Fuß. Sie liegt im großen ganzen konkordant der Unteren Kreide auf, wenn auch beträchtliche Änderungen physikalischer und geographischer Art vor dem Beginn ihrer Ablagerung eintraten. Stellenweise finden sich Übergänge zwischen beiden, aber sie sind rapid. öfter folgt reiner Sand sandigem Ton und häufig liegt ein Lager von Geröllen oder ein solches von phosphatischen Knollen an der Basis der Oberen Kreideformation.

Verf. gliedert die Obere Kreide folgendermaßen, wobei auch die festländische Gliederung beigefügt ist.

Upper Chalk	Zone mit *Ostrea lunata*	Senon.
	„ „ *Belemnitella mucronata*	
	„ „ *Actinocamax quadratus*	
	„ „ *Marsupites*	
	„ „ *Micraster coranguinum*	
	„ „ „ *cortestudinarium*	
	„ „ *Holaster planus*	Turon.
Middle Chalk	„ „ *Terebratulina gracilis* var. *lata*	
	„ „ *Rhynchonella Cuvieri*	
Lower Chalk	„ „ *Holaster subglobosus*	Cenoman.
	„ „ *Ammonites varians*	
Selbornian	„ „ *Pecten asper*	Albien.
	„ „ *Ammonites rostratus*	
	„ „ „ *interruptus*	
	„ „ „ *mammillatus*	

Die Obere Kreide greift im Osten und Westen Englands über die Untere Kreide hinweg. Infolge der Transgression finden sich längs dem damaligen Küstenverlaufe schmale Striche sandiger Ablagerungen, während im zentralen Teile des Meeres schlammige Sedimente zur Ablagerung kamen; jene stellen den Upper Greensand, diese den Gault[1], beide demnach nur Faziesbildungen vor, für welche Verf. den gemeinsamen Namen Selbornian (in früheren Schriften von ihm als Devizian bezeichnet) in Vorschlag bringt. In Yorkshire, Lincolnshire und einem Teile von Norfolk ist das Selbornian durch den Red Chalk repräsentiert.

Die Zonen, in denen der Untere Gault im Süden Englands, so bei Folkestone, zerlegt wird: Zone des *Ammonites mammillatus*, Zone des *Amm. interruptus* und Zone des *Amm. lautus.* sind beschränkt und nicht weiter verfolgbar. Der Teil des Selbornian, der durch *Amm. rostratus* charakterisiert wird, ist lithologisch sehr veränderlich (mergelige Tone, malmstone, gaize, graue, grüne und gelbe Sande). Wohl läßt sich bei Folkestone und in Kent diese Abteilung noch in eine Zone mit *Amm. varicosus* und eine solche mit *Amm. rostratus* und *Amm. Goodhalli* zerlegen, doch weiterhin ist diese Trennung nicht mehr durchführbar.

Das Selbornian schließt nach oben mit den Warmünster beds, die *Pecten asper* führen und mehrfach vom Verf. behandelt sind (vergl. dies. Jahrb. 1897. II. -508-), ab.

Hinsichtlich der Trennung des Senon vom Turon bemerkt Verf., daß wohl hier und da die Zone mit *Micraster cor testudinarium* von der des *Holaster planus* getrennt werden kann, daß es aber zweifelhaft bleibt, ob die Fossilien jener in der Tat eine besondere zonale Gemeinschaft bilden. Im Süden Englands setzt sie die Zone mit *H. planus* fort, wie

---

[1] Die Herkunft des Wortes Gault ist zweifelhaft, kann aber vielleicht mit dem deutschen Worte kalt in Verbindung gebracht werden, und zwar in dem Sinne, wie der Landmann von kaltem Boden spricht.

auch ihre obere Grenze nicht immer deutlich ist. Es erscheint daher richtiger, beide Zonen als Unterzonen einer einzigen Zone aufzufassen.

Der eingehenden Darstellung jeder Zone in den einzelnen Gebieten ihres Auftretens gehen hinsichtlich ihres stratigraphischen Verbandes, petrographischen Ausbildung und Fossilführung geschichtliche Angaben sowie Abbildungen der Leitfossilien voraus und folgen Ausführungen über die Äquivalente im Pariser Becken, die mikroskopische Struktur sowie chemische Zusammensetzung ihrer Gesteine, über die bathymetrischen Bedingungen ihrer Entstehung, die ökonomischen Produkte (Baumaterialien, Zement, Phosphorit usw.), über das Antlitz, das sie der Landschaft aufprägt und die Wasserführung.

Zum Schluß der ersten und dritten Arbeit sind paläontologische Bemerkungen über *Acanthoceras Brottianus* d'Orb., *Desmoceras Beudanti*, *Hoplites auritus* Sow. var. *catillus* Sow., *H. dispar* d'Orb., *Actaeon affinis* Sow., *Natica Gentii* Sow., *N. rotundata* Sow., *Cardium gentianum* Sow., *Lima parallela* d'Orb. (non Sow.), *Eriphyla lenticularis* Goldf., *Pecten elongatus* Lam., *P. hispidus* Goldf., ferner *Actinocamax lanceolatus* Sow. (non Schloth.), *A. Toucasi* Janet, *Scalaria decorata* Röm. var. *fasciata* Eth., *Inoceramus latus* Mant. und *I. latus* Goldf., *I. pictus* Sow., *Lima aspera* Mant., *L. elongata* Sow., *Spondylus latus* Sow., *Ostrea canaliculata* Sow., *O. lunata* Nilss., *O. hippopodium* Nilss., *O. semiplana* Sow., *Pecten Robinaldianus* var. *rhotomagensis* d'Orb., *Unicardium ringmeriense* Mant., *Pseudodiadema Brongniarti* Ag., *Ps. Mackiei* Woodw., *Cidaris Sorigneti* Desor, *Holaster planus* Mant. und *H. placenta* Ag. angefügt. **Joh. Böhm.**

J. v. Siemiradzki: Die obere Kreide in Polen. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 54—64. 1 Textfig.)

Die obere Kreide in Polen zerfällt in zwei Abschnitte: Cenoman und turone Bildungen, die in allen Aufschlüssen nebeneinander oder in unmittelbarer Nähe auftreten, senone und postsenone Schichten, die ein geringeres Areal einnehmen und in sukzessiven Transgressionen ein allmähliches Zurückweichen des Kreidemeeres nach Nordwesten erkennen lassen. Die größte Verbreitung besitzt die Mucronatenkreide, die jüngeren Glieder des Maestrichtien sind an das Lublin-Lemberger Becken gebunden und die paläocene Transgression ist allein im nördlichen Teile des Gouvernements Lublin sichtbar. Es wird alsdann das Cenoman und Turon in Oberschlesien, bei Krakau, an der Ostseite des Polnischen Mittelgebirges in den Gouvernements Lublin, Ostgalizien, Wolhynien und Podolien, sowie Litauen eingehender besprochen (vergl. dies. Jahrb. 1902. II. -117-).

Durch Umlagerung der oberturonen Schreibkreide mit Feuersteinen ist sowohl am Nordrande des wolhynisch-podolischen Plateaus als in Litauen eine weiche weiße Schreibkreide entstanden, die *Actinocamax quadratus* und *A. westfalicus* führt. Darüber folgen grauer Kreidemergel (Opohw) mit *Belemnitella mucronata*, die den Maestricht-Schichten ent-

sprechenden Schichten von Lemberg, grauer glaukonitisch-sandiger Mergel mit dunkelgrauen Konkretionen eines glaukonitischen Kalksteins, worin Cephalopoden fehlen. Diese Schicht geht allmählich in versteinerungsleere paläogene, dem Danien wahrscheinlich entsprechende Schichten über.

Joh. Böhm.

F. Ryba: Zur Verbreitung der Kreideformation auf dem Blatte „Časlau und Chrudim". (Sitz.-Ber. böhm. Ges. Wiss. Prag. Math.-naturw. Kl. Prag 1903. 5 p.)

Die Taldepression des Doubravka-Baches längs dem südwestlichen Fuße des Eisengebirges ist ganz oder teilweise von horizontal geschichteten Gesteinen cenomanen und turonen Ablagerungen ausgefüllt und zwar so, daß die tieferen, nicht immer deutlich zutage tretenden Sandsteine von den Plänern bedeckt sind, die als schmale Streifen in südöstlicher Richtung bis an die mährische Grenze ziehen. Außer den Aufschlüssen bei Janikowitz und am Hradiště-Berg (zwischen Maléc und Libis) fand Verf. bei Na Rouzenim und dem Jägerhause Dreihof eine noch nicht bekannte Kreideinsel aus gelbem Pläner, der wie die erwähnten Lokalitäten den Weißenburger Schichten angehört und darauf hinweist, daß er mit den Plänerbildungen am rechten Doubravka-Ufer ursprünglich in Zusammenhang stand und diese ein größeres Gebiet, als bisher angenommen wurde, eingenommen haben.

Joh. Böhm.

P. Choffat: Contributions à la connaissance géologiques des colonies portugaises d'Afrique. II. Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola. (Commission du Service géol. du Portugal. 1905. 48 p. Taf. 1—4.)

Seitdem Choffat 1888 alle Materialien für eine Geologie von Angola zu einem Übersichtsbilde zusammengefaßt hatte, sind eine Anzahl von Beobachtungen gemacht worden, über die nunmehr er in den Kapiteln Kamerun und Gabun, Loango und Landana, Breitengrad von Loanda, von Novo-Redondo nach Dombe-Grande, von S. Nicolau zum Kunene eingehend berichtet. Es ergibt sich daraus, daß die Ablagerungen der Küstenzone provisorisch in 4 Gruppen geteilt werden können: die unteren Sandsteine (bituminöse Sandsteine und Sandsteine des Dombe), die normale Kreide, das fossilführende Tertiär und die Oberflächenbildungen.

Alle diese Ablagerungen nehmen eine Zone von wechselnder Breite ein. Bei Ambriz treten die kristallinen Gesteine in 8—10 km Entfernung von der Küste auf, im Breitengrad von Loanda erreicht die Küstenzone wohl ihre größte Breite mit 150 km. Sie verringert sich südwärts rasch auf 25 resp. 15 km zwischen Benguella und Mossamedes, verbreitert sich nochmals, um an der Mündung des Coroca wieder auf 25 km zurückzugehen. Weiter südwärts verdecken Dünen den Kontakt der alten Gesteine mit denen der Küste und im Süden der Großen Fischbucht treten die kristallinen Gesteine an die Küste.

Die bituminösen Sandsteine und die Sandsteine des Dombe erstrecken sich vom Zaire bis Mossamedes; Kreideaufschlüsse sind von der Mündung des Dande bis zu der des S. Nicolau bekannt und finden sich vielleicht auch bei Bento-do-Sul und an der Großen Fischbucht. Fossilführendes Tertiär ist von Landana bis Pinda, im Süden von Cap Negro, in vereinzelten Aufschlüssen bekannt geworden.

Über die Tektonik ist nichts bekannt. Nach den Angaben der Reisenden liegen die Küstenbildungen fast horizontal, aber der Fund von oberer Kreide bei Senza-do-Itombe in der Nähe kristalliner Gesteine an der Stelle, wo die Küste ihre größte Breite erreicht, läßt darauf schließen, daß eine regelmäßige Schichtenfolge von jüngeren auf älteren Formationen nicht überall von Osten nach Westen hin stattfindet.

Die Küste selbst bildet bald Kreide, bald Tertiär und die Hügelreihe zwischen Cacuaco und Bom-Jesus läßt die Anwesenheit einer Querstörung vermuten. Solchen Störungen verdankt die Litoralzone auch wohl die raschen Verschmälerungen von 150 bis auf 10 km Breite.

Die mesozoischen Ablagerungen gliedern sich in nachstehender Weise:

Senon	Sandsteine mit *Cardita Barronneti* •	? Senza-Kalke mit *O. olisiponensis* und *Baculites*
	Sandsteine mit *Roudaireia Forbesi* und *Ostrea Baylei* (Sandstein mit *O. olisiponensis*)!	Rote Sandsteine mit *Avicula*
Turon	Sandiger Kalk mit *Inoceramus Langi*	
Cenoman	Weiße Korallenkalke mit *Actaeonella, Nerinea* usw.	
	Sandig-mergelige Kalke mit *Cyprina Ivensi*	
Vraconnien	Mergelige Kalke mit *Schloenbachia inflata*	
Albien	Mergel mit *Acanthoceras mammillare, Pholadomya pleuromyaeformis,* kleinen Lamellibranchiaten und Gastropoden	
	Rote und bunte Sandsteine	
	Bituminöse Sandsteine	
	Kristalline Schiefer und Paläozoicum	

Im paläontologischen Teile bespricht Verf. eine Anzahl von Fossilien, so insbesondere *Schloenbachia varicosa* Sow., *S. inflata* Sow., *S. simplex* n. sp., *S. elobensis* Szajn., *S. Lenzi* Szajn., *S. Neuparthi* n. sp., *Hamites* n. sp., *Anisoceras armatum* Sow., *Inoceramus Langi* n. sp. und *Ostrea olisiponensis* Sharpe. Joh. Böhm.

M. Boule et A. Thevenin: Paléontologie de Madagascar. I. Fossiles de la Côte orientale. (Annales des Paléontologie. 1. 1906. 43—59. Taf. 1, 2.)

Nachdem 1899 bereits bei Fanivelona auf der Ostküste Madagascars eine senone Fauna entdeckt worden, wurde 1903 ein zweiter Fundort und zwar bei Marohita bekannt. Die Fauna an der ersteren Lokalität besteht aus mehreren Arten, aus denen *Lytoceras Indra* Forbes, *Fusus excavatus* Blanf., *Pugnellus crassicostatus* Noetl., *Volutilithes fanivelonensis* n. sp., *Ostrea ungulata* Schloth., *Glycymeris orientalis, Anatina arcuata* Forbes, *Serpula* sp. und *Epiaster nutria* Lamb., *Hemiaster* sp. hervorzuheben sind, während bei Marohita *Turritella Breantiana, Ostrea ungulata, Gryphaea vesicularis, Cyprina cordialis* Stol., *Trigonia* sp. und *Noetlingia Boulei* Lamb. vorkommen. Aus diesen Funden geht hervor, daß Madagascar gegen Ende der Sekundärperiode Insel war. Hat der indo-malayische Kontinent existiert, so bildete er zu dieser Zeit eine lange indische Halbinsel und eine Reihe von Inseln an den Stellen, wo heute Tiefen von 6000 m beobachtet werden. **Joh. Böhm.**

Tertiärformation.

Friedrich Schöndorf: Die Grorother Mühle, ein lehrreiches Profil des unteren Tertiärs des Mainzer Beckens. (Jahrb. Nassauischen Ver. f. Naturk. 58. 221.)

Bei einem Hausbau bei Frauenstein bei Wiesbaden wurden aufgeschlossen: Kies des unteren Meeressandes mit kleinen Quarzgeröllen und Blöcken von Sericit-Gesteinen, mit 12—15° einfallend, darüber flach geneigt 1—1,5 cm blaugrauer Cyrenenmergel, dann 10 cm hellgelbe Sande und weiter 6 cm graugrüne Sande mit unregelmäßigen Lettenschichten. Die Sande wurden als „Schleichsande" gedeutet. Südwestlich davon stehen fossilführende Letten an, die hier fehlen (ebenso wie die Littorinellenkalke), zu oberst liegt „diluvialer Lehm mit Geschieben" ca. 1 m.

von Koenen.

F. Katzer: Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. (Ungar. Montan-Industrie- und Handelszeitung. 11. Budapest 1905. No. 7.)

An dem Ostrande des Budweiser Tertiärbeckens (Südböhmen) wurden in den letzten Jahren Schurfschächte und Tiefbohrungen ausgeführt, welche durchwegs nahe der Grundgebirgsgrenze angesetzt wurden, weil im Budweiser Binnenlandtertiär die Kohlenführung in den Randpartien des Beckens erfahrungsgemäß am reichsten zu sein pflegt. Eine dieser Bohrungen in der Nähe von Gutwasser wurde bis auf 88,40 m niedergetrieben; Verf. teilt das bei dieser Bohrung durchfahrene Profil mit. Ein Kohlenflöz wurde

nicht durchsunken; im tieferen Teile der durchfahrenen Schichten herrschten Sandsteine und Schiefertone vor, welche zahlreiche Granit- und Serpentinbrocken enthalten.

Wahrscheinlich hat die Sedimentzufuhr in das Budweiser Seebecken von Westen oder Südwesten aus dem Böhmerwald und dessen nördlichem Vorlande stattgefunden. **O. Abel.**

F. Katzer: Die geologische Entwicklung der Braunkohlenablagerung von Zenica in Bosnien. (Wissenschaftl. Mitteilungen aus Bosnien und der Herzegowina. 9. Wien 1904.)

Verf. teilt folgendes Profil der braunkohlenführenden Ablagerungen von Zenica mit:

1. Grüngraue bis dunkelgrüne Sandsteine und Konglomerate, etwa 50 m.
2. Erstes Liegendflöz, bei Zenica 3 m, meist aber weniger mächtig.
3. Grüngraue sandige Mergel mit *Fossarulus* und *Limnaea* div. sp. indet. — In der Liegendpartie kieselige Mergelkalke. Mächtigkeit: 250 m.
4. Zweites Liegendflöz, 8 m.
5. Graue Mergel, in der Hangendpartie von Mergelkalken durchschossen; lagenweise reich an Unioniden (*Lampsilis* sp.); seltener treten große Limnäen und *Fossarulus* cf. *tricarinatus* Brus. auf. — Zahlreiche Pflanzenreste. Mächtigkeit der Serie: bis 200 m.
6. Drittes Liegendflöz, bei Zenica 1,2 m.
7. Lettenmergel, schichtweise reich an Schalen der Gattungen *Limnaeus* und *Fossarula*.
8. Hauptkohlenflöz, bei Zenica 9,5 m.
9. Sandige Kalkmergel, stellenweise gefüllt mit *Fossarulus tricarinatus* Brus. und Samen von *Carpolites alatus* Engelhardt n. sp. und *Carpolites foveatus* Engelhardt n. sp. — Vereinzelte Kohlenschmitzen. 40 m.
10. Hangend-Kohlenflöz, bei Zenica 4 m.
11. Dünnplattige Mergelkalke mit zahlreichen Pflanzenabdrücken und *Glyptostrobus*-Resten, lagenweise *Fossarulus pullus* Brus. sehr häufig. In den *Glyptostrobus*-Schichten *Pisidium* und *Sphaerium* div. spec. indet. sehr häufig. In der hangendsten Partie Fischreste und ein Froschskelett. Mächtigkeit bis 200 m.
12. Sandige Mergel, bei Verwitterung in schweren, braunen, schmierigen Lehm übergehend. 300 m.
13. Kalkkonglomerate, mit zahlreichen Resten von *Congeria croatica* Brus., *C. Fuchsi* Pil., *C.* cf. *zagrabiensis* Brus., *Limnocardium* sp., *Melania Escheri* Mes., *Melanopsis arcuata* Brus., *M.* cf. *Visianiana* Brus., *Limnaea* sp. — Bis 600 m mächtig.
14. Süßwasserkalke (diskordant auflagernd).

Die Gesamtmächtigkeit beträgt sonach rund 1700 m.

In der Erstreckung gegen Südosten erfährt die Ausbildungsform der Braunkohlenablagerung von Zenica manche Veränderungen, welche nament-

lich die hangende Konglomeratstufe (13) betreffen; ferner sind die mittleren Schichten (5—11) mehr zusammengedrängt; im südöstlichen Randteile der Ablagerung von Zenica—Sarajewo tritt ein Liegendflözzug auf, welcher bei Zenica fehlt; im Südwesten erscheint über der Konglomeratstufe (13) noch eine Lignit führende Schichtgruppe.

Die Hauptschichtenreihe der Zenica—Sarajewoer Braunkohlenablagerung gehört dem Oligocän an. **O. Abel.**

Paul Combes fils: La découverte dans les sables dits d'Auteuil, à Passy, d'une faune franchement marine. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **5**. 745.)

Cayeux hatte in den Sanden von Auteuil eine Brackwasserfauna gefunden; jetzt wurde darin außer zerbrochenen Muschelschalen und Wurmröhren eine *Membranipora* beobachtet. **von Koenen.**

Maurice Leriche: Observations sur la classification des assises paléocènes et éocènes du bassin de Paris. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **5**. 683 und Ann. soc. géol. du Nord. **34**. 383.)

Das Pariser Becken hat während des Paläocäns und Eocäns eine Anzahl Oszillationen erlitten, so daß marine und Lagunen- resp. Kontinent-Bildungen abwechseln, nach verschiedenen Seiten also mächtiger werden resp. sich auskeilen. Der Name Yprésien muß für die Sande von Cuise und den Londonton bleiben, und es ergibt sich folgendes Schema:

England	Belgien	Pariser Becken	
Barton-Ton	Asschien pars Wemmelien	Sande von Marines und Cresne	Bartonien
Obere Bracklesham-Schichten, *Numm. variolarius*	Lédien	Sables de Beauchamp	Lédien
Untere Bracklesham-Schichten	Laekenien Bruxellien Paniselien	Calcaire grossier	Lutétien
London-Ton	Yprésien	Sables de Cuise	Yprésien
Thanet-Sande	Landénien	Sables de Bracheux	Landénien
	Montien	Calcaire pisolithique	Montien.

von Koenen.

G. Dollfus: Critique de la classification de l'Éocène inférieure. (Ann. soc. géol. du Nord. **34**. 373. Febr. 1906.)

Das marine Äquivalent des Sparnacien der Lignites ist nicht sicher bekannt, doch haben diese große Verbreitung und sind auch in Belgien

durch Bohrlöcher nachgewiesen, so daß sie als besondere Stufe beizubehalten sind, an deren oberer Grenze die Schichten von Linceny liegen; diese könnten daher ebenso wie die schwarzen Gerölle von Oldhaven auch zu den Sanden von Cuise gezogen werden. Ferner wird das Landénien, Thanetien, Yprésien nach der Auffassung Dumont's und anderer Geologen besprochen und endlich eine spezielle Einteilung gegeben; es folgen danach von oben nach unten im Pariser Becken:

Cuisien:	Sparnacien:	Thanetien:
e. Ton von Laon.	e. Sand u. Sandstein von Chaillerois, Ton mit *Ostrea bellovacina.*	e. Kalk von Rilly mit *Physa gigantea.*
d. Sand v. Visigneux etc.	d. Sand, Ton und Lignit von Vauxbruin.	d. Weißer Sand von Rilly, Jonchery etc.
c. Sand von Cuise-la-Motte.	c. Süßwassermergel mit *Potamides* von Granves, Mont-Bernon etc.	c. Sande von Bracheux.
b. Sand von Aizy-Jony.	b. Sand, Ton, Lignit von Rilly etc.	b. Glaukonitsand mit *Pholadomya Koninckı* von Laon, Brimont etc.
a. Sand und Kies von Sainceny.	a. Sand von Versigny, Ton von Vaugirard, Konglomerat von Nemours, Ternay etc.	a. Sand m. *Cyprina Morrisi,* fehlt im Pariser Becken?

von Koenen.

Paul Combes fils: Sur les concrétions calcaires à la base du Sparnacien. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **5**. 648.)

In den seit lange bekannten Konkretionen von der Basis des Sparnacien finden sich außer Kalkspat und Schwefelkies, sowie Cölestin-Kristallen in Dünnschliffen in der Mitte Spuren von fossilem Holz oder Knochen.

von Koenen.

G. Di-Stefano: Sull' esistenza dell' eocene nella penisola Salentina. (Rend. Accad. Lincei. (5.) **15**. 1. Sem. Fasc. 8. 423—425. Roma 1906.)

Dainelli hatte das Vorkommen von Eocän im südlichsten Teile der Terra d'Otranto geleugnet. Verf. hat aber selbst bei Tricase, Gagliano etc. weiße Kalke gesammelt, die *Alveolina elongata, Nummulites Molli, N. complanata, N. Guettardi, N. curvispira, Lepidocyclina* etc. enthalten und ganz in der Fazies des Mte. Gargano erscheinen. An dem Auftreten des mittleren Eocäns (Grobkalkstufe) ist also nicht zu zweifeln. Wahrscheinlich steht auch Rudistenkalk in derselben Gegend an. **Deecke.**

Joh. Böhm: Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Briefl. Mitt. **56**. 1904. 141—144. 2 Textfig.)

Ein von Herrn Bergassessor a. D. Hupfeld vom Lama-Sumpfe in Dahome mitgebrachtes Kalkstein-Handstück zeigt auf seiner Oberfläche *Dactylopora cylindracea* Lam., Foraminiferen, Fragmente von *Pecten*, *Lima* und *Arca* und insbesondere *Venus (Textivenus) Hupfeldi* n. sp. sowie eine *Turritella*, die auf *T. Eschi* Oppenheim selbst hinweist oder ihr doch nahe steht. Es gehört diese Fauna höchst wahrscheinlich dem Eocän an. Ferner ist die Oberfläche von Längs- und Querfurchen durchzogen, so daß das Handstück sich als einer der an Seerändern weit verbreiteten Furchensteine charakterisiert. **Joh. Böhm.**

Quartärformation.

W. Ramsay: Beiträge zur Geologie der rezenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin. (Fennia. **21**. 7. Helsingfors 1904. 66 p. 4 Taf.)

Die Küstenerosion (vielleicht durch Senkung unterstützt) liefert Nischenbildung durch Abrutsch und Ausweichen, Abschneiden von Flußwindungen; Dünenbildung, Treibholz- und Bimssteinanschwemmung wird beschrieben.

Das Glazial und ältere Quartär besteht von oben nach unten aus folgenden Gliedern:

Oberste Moräne, M_3, Geschiebesand und -lehm; oft nur sehr dünn oder fehlend.

S_3, geschichteter Sand, blockfrei, meist auch fossilfrei, fehlt z. T.

M_2, Moräne, Geschiebemergel, 4—15 m, enthält mehr Kalkstein, Tonschiefer u. a. als M_3, bildet häufig die oberste Schicht der glazialen Ablagerung.

S_2, geschichteter, blockfreier Sand, z. T. mit Tonwechsel; teils nur dünn, teils bis über 20 m.

M_1, unterer mächtiger Geschiebemergel, z. T. Lokalmoräne.

M_2 und M_3 verhalten sich wie Grund- und Innenmoräne.

Die Geschiebemergel enthalten zuweilen sekundäre marine Muschelfragmente; daher ist die Moräne z. T. aus alten Meeresablagerungen gebildet, bei Lamposchnja findet sich eine Muschelablagerung, die primär ist (wenn nicht Scholle).

Die Geschiebe sind 1. lokale, aus Kanin, besonders im Paë anstehend, 2. fennoskandische und 3. timan-uralische. Letztere können verschieden erklärt werden: durch einstige weitere Verbreitung des Anstehenden, durch Blockverfrachtung auf dem Mesen oder als Wirkung der großen nord-uralischen Vereisung.

Die fennoskandische Eisdecke hat sich nicht über den Timan ausgedehnt, sondern stieß westlich von ihm mit dem timan-uralischen Eise zusammen. Nach Abschmelzen bildeten sich große Urstromtäler, aber ohne Talsand, sondern mit Marsch- und Sumpfbildung.

Über die marine boreale Transgression äußert sich Ramsay, daß sie nicht so ausgedehnt war, wie man früher meinte, das Meer drang nur in Gestalt weiter Buchten in die unteren Teile der großen Täler ein. Die Lager mit marinen Mollusken zwischen zwei Moränen zeigen Wechsel des Klimas, von arktisch nach boreal und umgekehrt; das Meer hatte sich schon vor der Ausbreitung der oberen Moräne zurückgezogen, denn zu oberst enthalten die intramoränen Ablagerungen Süßwasser- und Landbildungen. Da marine Bestandteile auch schon der ältesten Moräne eingemengt sind, haben präglaziale, postpliocäne marine Schichten Material zur Bildung der Moräne geliefert. Ramsay sagt, daß die weit verbreiteten marinen Mollusken und Sedimente im nordrussischen Pleistocän nicht von einer einzigen Epoche stammen, sondern daß hier z. T. Rückstände von präglazialen und z. T. von interglazialen Bildungen vorliegen.

E. Geinitz.

J. Felix: Über einige norddeutsche Geschiebe, ihre Natur, Heimat und Transportart. (Sitzungsber. Naturf. Ges. Leipzig. 3. Febr. 1903. 1—14.)

Beschreibt das von Deecke in Pommern gefundene Vorkommen von Geröllen von *Thamnastraea (Centastraea) concinna;* sodann ein Eichenholz aus Geschiebelehm bei Leipzig; der Fund von Wesenberger Gestein bei Leipzig wird so gedeutet, daß diese Steine schon auf sekundärer Lagerstätte waren, als sie der Grundmoräne des Inlandeises einverleibt wurden, und zwar denkt Verf. dabei an eine Verfrachtung durch Treibhölzer in tertiären Strömen (vielleicht ebenso im Sylter Miocän). **E. Geinitz.**

A. Wichmann: Over Ardennengesteenten in het Nederlandsche Diluvium benoorden den Rijn. (K. Akad. v. Wetensch. Verslag **14**. Amsterdam 1905.)

Auf einer Karte ist der Verbreitungskegel von Ardennengesteinen im Diluvium nördlich des Rheins angegeben. Es sind vorzüglich folgende: cambrische Quarzite und Phyllite (mit Pyritkristallen) von Revin und Deville, Porphyroide aus derselben Gegend, Kohlenkalk mit *Productus striatus* und Crinoidenkalk von Visé und Dinant, Jura (Oxford) mit *Terebratula Thurmanni* von der Gegend südwestlich Mezières, sowie eocäne Nummulitenhornsteine von Trelon.

Der Transport der Maas- und Rheingesteine muß vor der Ablagerung der skandinavischen Findlinge erfolgt sein, also im Beginn der Haupteiszeit, und zwar wohl kaum durch Wasser, sondern durch Eis. Z. T. sind

es sehr große Blöcke, sie haben einen Weg von 105 km gemacht und dabei den Rhein überschritten. Die großen Quarzitblöcke in der Campine stammen wahrscheinlich auch aus den Ardennen. Gletscherspuren in den Ardennen sind freilich nur gering, doch zeigt Verf., daß dies zu erklären ist; er meint weiter, daß Ardennengeschiebe früher weiter nach Norden geführt waren und dann zusammen mit skandinavischen zurück südlich verfrachtet wurden.

Die spätere mächtige Wasserwirkung der Maas bedingt auch, daß südlich des Rheins mehr kleine und gerollte Steine vorkommen; die Annahme eines altdiluvialen Maasästuars sei nicht richtig.

E. Geinitz.

Paläontologie.

Faunen.

F. R. C. Reed: Mollusca from the Bokkeveld beds. (Ann. of the South African Museum. IV. VI. 239.)

Die Beschreibung der devonischen Fauna der Bokkeveld beds nimmt in dieser Arbeit ihren Fortgang. Zwar ist die Mehrzahl der abgebildeten Fossilien schlecht erhalten; aber immerhin genügen sie, um die Anklänge an die Fauna des südamerikanischen Devons zu verstärken, die schon bei den Trilobiten und Brachiopoden so auffallend waren. Bellerophonten der Gruppe *Bucaniella, Plectonotus* etc.. Conularien von durchaus südamerikanischem Typus und zahlreiche Zweischaler, unter denen *Cucullella (= Nuculites), Ctenodonta (= Palaeoneilo)* und *Modiomorpha* vorwiegen, sind die wichtigeren Fossilien. [Das Vorkommen eines fraglichen *Praecardium* muß erst durch besseres Material belegt werden, um so mehr, als *Praecardium* bisher nicht in Gesellschaft von Flachmeerbewohnern gefunden wurde. *Byssopteria* ist ebenfalls sehr unsicher, was Verf. hervorhebt. Ref.] **Drevermann.**

J. Simionescu: Das Alter der Klaus-Schichten in den Südkarpathen. (Verh. geol. Reichsanst. 1905. 212—217.)

—: Les Ammonites jurassiques de Bucegi. (Ann. scient. de l'Université de Jassy. 1905. 4 Taf. 29 p. 8°.)

V. Popovici-Hatzeg: Les Céphalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga (Massif de Bucegi, Roumanie). (Mém. soc. géol. de France. Paléont. 13. Fasc. 3. 6 Taf. 28 p. 4°.)

Die genannten Arbeiten beziehen sich sämtlich auf denselben Gegenstand: die von Stur aufgefundene und zuerst von Suess als mitteljurassisch bestimmte Fauna des Bucegi-Stockes (besonders Wama Strunga. Polizie) an der siebenbürgisch-rumänischen Grenze. Simionescu bringt die vorhandenen Formen in fünf Gruppen, und zwar indifferente Arten, die bisher fast nur aus den Klaus-Schichten verschiedener Gebiete erwähnt sind, Arten, die nur im Bathonien auftreten, Arten, die im Kelloway ihre

größte Verbreitung haben, und Arten, die bis jetzt nur aus Kelloway bekannt sind. Da die letzte Gruppe nur eine Art, *Ammonites subtumidus*, enthält, auch die vierte Gruppe nur schwach (durch *Sphaeroceras microstoma* und *Perisphinctes oriou*), die dritte und zweite Gruppe dagegen stark vertreten sind, so kommt Simionescu zu dem gewiß wohlbegründeten Resultate, daß die beschriebene Fauna exakt den Klaus-Schichten oder der Bath-Stufe entspreche. Wie die echten Kelloway-Formen fehlen, so sind auch echte Unteroolith-Typen nicht vertreten.

Popovici-Hatzeg betont etwas stärker das Kelloway-Element, dessen Zurücktreten gegen die Formen der Klaus-Schichten zwar auch Popovici-Hatzeg anerkennt, das aber doch durch *Macroceras macrocephalus, M. tumidus, Belemnites hastatus, B. subhastatus, B. calloviensis, Sphaeroceras* aff. *globuliforme* Gemm., *Perisphinctes curvicosta, P. subtilis* Neum., *P. alteplicatus* Waag. angedeutet sein soll. Nach Popovici-Hatzeg kommen diese sogen. Kelloway-Formen in derselben, nur 70—80 cm mächtigen Bank vor, wie die Bath-Formen; ein Grund mehr, um die Schlußfolgerung von Simionescu zu unterstützen, die sich übrigens hauptsächlich — und mit Recht — auf den Gesamtcharakter der Fauna gründet.

Simionescu beschreibt folgende Formen: **Nautilus* sp., **Phylloceras mediterraneum* Neum., **Ph. flabellatum* Neum., *Ph.* cf. *euphyllum* Neum., *Ph. Kudernatschi* Hau., **Ph. disputabile* Zitt., **Ph. subobtusum* Kud., *Lytoceras tripartitum* Rasp., **L. adeloides* Kud., *L. fasciculatum* n. f., **Hecticoceras retrocostatum* de Gross., *H. inflexum* de Gr., *Oecotraustes binodosus* n. f., **Oppelia fusca* Qu., **Lissoceras psilodiscus* Schlönb., **Stephanoceras rectelobatum* Hau, **St. lingniferum* d'Orb., *Sphaeroceras microstoma* d'Orb., *Macrocephalites subtumidus* Waag., **Perisphinctes aurigerus* Opp., *P. Moorei* Opp. var., *P. Orion* Opp., **P. procerus* Seeb., *P. subplanus* n. f., *P. transsylvanicus* n. f., *P.* aff. *Defrancei* d'Orb., *P. subtiliformis* n. f., *P.* cf. *patina* Neum., *P.* cf. *Recuperoi* Gemm.

Etwas abweichend lautet die Fossilliste von Popovici-Hatzeg; die Hauptzahl der Arten, und zwar die in vorstehender Liste mit * bezeichneten, ist natürlich gemeinsam, daneben finden sich gewisse Arten nur bei einem der beiden Autoren vor. Bei Popovici-Hatzeg finden wir außer den gemeinsamen noch folgende Arten vor: *Phylloceras Kunthi* Neum., *Oppelia aspidioides* Opp., *O. Mariorae* n. sp., *O. Redlichi* n. sp., *Hecticoceras Haugi* n. sp., *Sphaeroceras Ymir* Opp., *Sph. Uhligi* n. sp., *Sph.* aff. *globuliforme* Gemm., *Macrocephalites macrocephalus* und *tumidus, Perisphinctes curvicosta, P. subtilis, P. altiplicatus.*

Was Popovici-Hatzeg *Hecticoceras Haugi* n. sp. nennt, ist vielleicht identisch mit Simionescu's *H. inflexum* de Gr., und so dürften sich vielleicht auch noch andere, verschiedenartig benannte Arten decken. Ein *Phylloceras*, das von Popovici als Jugendform von *Ph. flabellatum* abgebildet ist, dürfte vermutlich zur Gruppe des *Ph. tortisulcatum* gehören. Die Phylloceren sind ungemein reich entwickelt, wodurch der alpin-mediterrane Charakter der Fauna stark betont erscheint. Die Abbildungen der Arbeit von Popovici-Hatzeg sind von geradezu musterhafter Schön-

heit. Leider läßt sich dasselbe nicht von den Tafeln Simionescu's sagen, die von dem Wiener Zeichner Swoboda hergestellt sind, der zwar sonst bewährt war, diese Tafeln aber kurz vor seinem Tode als Schwerkranker nur notdürftig fertig gebracht hat. **V. Uhlig.**

P. Oppenheim: Über die Fossilien der Blättermergel von Theben. (Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. bayr. Akad. Wiss. München. **32**. 1902. 435–455. Taf. 7.)

Bei Theben lagern über Kreidekalk aschgraue Mergel oder Papierschiefer mit vielen Konkretionen und Muschelsteinkernen von Brauneisenstein. Diese Esnehschiefer (vergl. 1903 I. -487-) wurden von d'Archiac dem Eocän von Zittel dem Obersenon zugewiesen; Verf. konnte diese Frage auf Grund sorgfältiger Prüfung von Material, welches Blanckenhorn und Schweinfurth bei Luxor gesammelt haben, zur endgültigen Entscheidung bringen. Er führt an: *Aturia praeziczac* n. sp., *Nautilus desertorum* Zitt., *Lima Delanouei* n. sp., *Leda leia* Wanner, *L. Zitteli* J. Böhm, *Nucula* cf. *chargensis* Quaas, *Axinus cretaceus* Wanner, *Cypricardia?* sp., *Lucina?* sp., *Neaera aegyptiaca n. sp.*, *Pleurotomaria thebensis* n. sp., *Trochus* sp. aff. *Tr. margaritifer* J. Böhm, *Natica facafrensis* Wanner, *Eulina Wanneri* n. sp., *Cerithium abietiforme* Wanner, *Alaria* sp., *Voluta (Scapella) aegyptiaca* Wanner, *Cinulia Ptabis* Wanner, *C. cretacea* Quaas. *Terebratulina chrysalis* Schloth., *Palaeopsannia Zitteli* Wanner, *Pattalophyllia aegyptiaca* Wanner sp., *Pentacrinus (Balanocrinus) aegyptiacus* de Lor., *Porocidaris prior* n. sp. und *Lauma?* sp. aff. *Vincenti* Winkler. Der größte Teil dieser Fauna (13 Arten) tritt bereits in den typischen Kreideabsätzen der libyschen Wüste auf, dazu kommen einige Arten, welche bisher im ägyptischen Danien fehlen, aber eher mit Kreide- als mit Eocänarten verglichen werden können; als echt tertiäres Element besitzt die Fauna nun *Aturia praeziczac* und *Porocidaris prior*. Hat die Danienfauna Ägyptens auch einen modernen Habitus, so kann sie doch bei der überwiegenden Mehrzahl solcher Arten, die schon in der typischen Kreide auftritt, noch nicht als Tertiär bezeichnet werden. Es hatte hier eine kontinuierliche, endogene, nicht durch fremde Einwanderung stark beeinflußte Entwicklung statt, und es schieben sich die Esnehschiefer mit in die Reihe allmählicher Übergänge zwischen sonst scharf getrennten Formationen ein, wie Zittel das schon für Ägypten hervorgehoben hat. **Joh. Böhm.**

P. Oppenheim: Über Tertiärfossilien, wahrscheinlich eocänen Alters, von Kamerun. Esch: Beiträge zur Geologie von Kamerun. 1905. 245—285. Taf. 6—9.

Nach einer dankenswerten sorgsamen Zusammenstellung und, soweit das bei den oft spärlichen Angaben möglich ist, kritischen Besprechung der Literatur der tertiären oder für Tertiär gehaltenen Schichten im tropi-

schen Westafrika, wendet sich Verf. der Darstellung der von Esch am Wuri gesammelten Fauna zu. Der Erhaltungszustand der Formen war ein ungünstiger; in dem härteren Gestein der oberen Schichten waren sie oberflächlich meist stark abgenutzt, in den unteren, mehr tonigen Gesteine von äußerster Zerbrechlichkeit, vielfach sind sie sehr klein. Die Fauna ist arm und eintönig, nur wenige Arten, wie *Turritella Eschi* n. sp. und *Calyptraea sigaretina* n. sp., dazu *Cardita camerunensis* n. sp. und *Lucina camerunensis* n. sp. sind in großem Individuenreichtum vertreten; der Rest sind Raritäten oder Unika. Die Fossilien zeigen ausgesprochene Verwandtschaften mit solchen des Pariser Eocän, so daß für sie ein eocänes Alter äußerst wahrscheinlich ist. An identischen Arten wurden *Cytherea nitidula* Lam., *C. elegans* Lam., *Calyptraea trochiformis* Lam., *Tellina (Arcopagia) subrotunda* Lam. und *Sycum bulbiforme* Lam. festgestellt; korrespondierende Formen sind:

Ostrea Choffati n. sp.	der *O. flabellula* Lam.
Nucula Perkeo n. sp.	der *N. minor* Desh.
Leda substriatula n. sp.	der *L. striata* Lam.
Cardita camerunensis n. sp.	der *C. semula* Desh.
Lucina camerunensis n. sp.	der *L. squamula* Desh.
Syrnola africana n. sp.	der *S. Oppenheimi* Cossm.
Pseudoliva Eschi n. sp.	der Pseudoliven des englischen und
„ *Schweinfurthi* n. sp.	Pariser Eocän usw.
Buccinum Choffati n. sp.	dem *B. (Siphonalia) Vasseuri* Cossm.
Olivella Zintgrafi n. sp.	der *O. mitreola* Desh.

Turritella Eschi n. sp. steht *Mesalia fasciata* Lam. sehr nahe. Beziehungen zu den Neogenfaunen sind nur in dem Auftreten der an *Columbella nassoides* Bell erinnernden *C. subcarinata* n. sp. und der mit *Natica Josephiniae* Risso verwandten *N. osculum* n. sp. vorhanden.

Weiter werden noch angeführt: *Anomia* cf. *planulata* Desh., *Arca paralactea* n. sp., *A. mimula* n. sp., *Lucina* sp. aff. *L. saxorum* Lam., *Cardium Lenzi* n. sp., *Cytherea caudata* n. sp., *C. palma* n. sp., *C. perambigua* n. sp., *C. Eschi* n. sp., *C. latesulcata* n. sp., *C. perstriatula* n. sp., *C. Nachtigali* n. sp., *C. anadyomene* n. sp., *Mactra? rhomboidea* n. sp., *Thracia wuriana* n. sp., *Corbula praegibba* n. sp., *C. cercus* n. sp., *Pholus?* sp., *Dentalium?* sp., *Calyptraea aperta* Sol., *Solarium* sp., *Natica servorum* n. sp., *Pseudoliva coniformis* n. sp., *Buccinum (Strepsidura?) Blanckenhorni* n. sp., *Murex camerunensis* n. sp., *Latirus incompletus* n. sp., *Ficula sobria* n. sp., *Cryptoconus?* sp., *Pleurotoma wuriana* n. sp., *Pl. (Drillia) camerunensis* n. sp. und *Actaeon camerunensis* n. sp.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß für die von Choffat als *Strombus Fortisi* Brongn. von Dombe-Grande angeführte Art die neue Bezeichnung *Str. Choffati* in Vorschlag gebracht wird. **Joh. Böhm.**

Florentino Ameghino: Paleontologia Argentina. (Publicaciones de la Universidad de la Plata. La Plata 1904. 79 p. 72 Fig.)

In diesem Vortrag wird die Entwicklung der fossilen Wirbeltiere Argentiniens und ihre Beziehung zu denen der nördlichen Hemisphäre behandelt.

Zuerst gibt Verf. einen Überblick über die Formationen, in welchen Überreste von Wirbeltieren vorkommen, wobei er wie immer das Alter der einzelnen Stufen viel zu hoch ansetzt, jedoch dürfte die Reihenfolge in der Tat richtig sein. Sie ist:

Pliocän	Pampas-Formation	Lujanense Bonaerense Ensenadense
Miocän	Araucanische Formation	Hermosense Araucarense
Oligocän	Entrerios-Formation	Mesopotamense Paranense
Eocän	Santacruz-Formation	Santacruzense Notohippidense*
	Patagonische Formation	Astrapothericulense* Colpodonense
Kreide	Guanaritische Formation	Pyrotheriense Astraponotense Notostylopense Pehuenense
	Chubut-Formation	Proteodidelphense.

[Freilich dürften hiervon die mit * bezeichneten Schichten zu streichen und die Pampas- und araucanische Formation in das Quartär, die Entrerios-Formation in das Pliocän, die Santacruz- und die patagonische Formation nebst den *Pyrotherium*-Schichten in das Miocän, die *Astraponotus*-Schichten in das Oligocän und die *Notostylops*-Schichten etwa in das Obereocän zu stellen sein. Ref.]

Von Fischen finden sich in der guanaritischen Formation Zähne von *Lepidotus* — recte wohl *Chrysophrys* —, *Ceratodus Iheringi, Oxyrhina, Lamna, Odontaspis, Notidanus, Scapanorhynchus, Corax* und *Synechodus*, in der patagonischen ebenfalls *Oxyrhina, Lamna, Odontaspis, Notidanus* nebst *Galeocerdo, Carcharodon und Cestracion.*

Schlangen, und zwar boaähnliche — *Denilysia* — kommen in der guaranitischen Formation vor, in der auch *Notosuchus*- und *Cynodontosuchus*-artige Krokodile vorhanden sind, während Gavial und Alligator erst in der Entrerios-Formation auftreten. Dinosaurier kennt man in der guanaritischen Formation — *Genyodectes, Loncosaurus, Microcoelus,* carnivor und verwandt mit *Allosaurus,* und *Argyrosaurus* und *Titanosaurus,* herbivor und verwandt mit *Atlantosaurus.* Auch die zuerst aus dem englischen Jura bekannte Gattung *Bothriospondylus* will Verf. hier gefunden haben. Von Schildkröten sind zu nennen *Testudo* von der araucanischen

Formation an und die bisher nur aus dem Quartär von Australien bekannte fossile Gattung *Miolania*, welche hier schon in der guanaritischen Formation erscheint.

Von Vögeln sind in der guanaritischen Formation ziemlich häufig die pinguinähnlichen Gattungen *Cladornis* und *Cruschedula*, während *Apterodytes* und *Paraptenodytes*, echte Pinguine, erst in der patagonischen Formation auftreten. Die den Straußen am nächsten stehenden *Stereornithes* beginnen in der guaranitischen Formation mit *Physornis*, in der Santacruz- und patagonischen Formation sind sie durch die z. T. riesigen *Brontornis, Liornis, Enallornis* und *Phororhacus* vertreten.

Patagonien besitzt die einzigen tertiären Monotremen in den Gattungen *Adiastaltus* und *Anathitus* der Santacruz-Formation.

Mysticeten und Odontoceten erscheinen in der patagonischen Formation. Unter den letzteren verdienen die Gattungen *Prosqualodon* und *Argyrocetus* größeres Interesse; die wichtigsten Gattungen der Entrerios-Formation sind *Pontoplanodes, Pontistes* und *Pontivaga.*

Die Edentaten entfalten in Südamerika bekanntlich einen ungewöhnlichen Formenreichtum. Es ist daher nicht zu verwundern, daß sie hier auch schon sehr frühzeitig auftreten. Man kennt bereits aus der guaranitischen Formation Armadille — *Anteutatus, Astegotherium.* Bemerkenswert ist das langschnauzige *Stegoiherium* der Santacruz-Formation, die ebenfalls hier vorkommende, aber schon in den *Pyrotherium*-Schichten auftretende gehörnte Gattung *Peltephilus* und der mit echten Caninen versehene *Macroeuphractus* der araucanischen Formation. Die durch die zweiteiligen Molaren ausgezeichneten Chlamydotheriden dauern von der guanaritischen Formation bis in die Pampas-Formation, ebenso beginnen auch die Glyptodontier in der guanaritischen Formation mit der allerdings noch kleinen Gattung *Glyptatelus.* Auch im Santacruzeno haben die Glyptodontier noch mäßige Dimensionen, die Riesenformen finden sich erst in der Pampas-Formation. Das nämliche gilt auch für die zuerst in der guanaritischen Formation auftretenden und im Santacruzeno überaus formenreichen Gravigraden. Erst spät verbreiten sie sich auch bis Nordamerika. Die Entwicklung der Edentaten ist ausschließlich in Südamerika erfolgt. Verf. ist geneigt, sie direkt auf Reptilien zurückzuführen.

Didelphiden erscheinen bereits in der guanaritischen Formation — *Proteodidelphys.* Aus ihnen entwickeln sich die Microbiotheriden des Santacruzeno, während sie selbst fast unverändert nach Europa und Nordamerika wandern. Von Insektivoren kennt man aus Patagonien nur die mit *Chrysochloris* verwandte Gattung *Necrolestes* des Santacruzeno. Die teils an die Creodonta, teils an die Thylacyniden erinnernden Sparassodonta treten in der guanaritischen Formation auf — *Arminiheringia, Proborhyaena, Procladosictis.* Sie erreichen den Höhepunkt ihrer Entwicklung im Santacruzeno — *Borhyaena, Prothylacynus, Hathlyacynus, Sipalocyon, Amphiproviverra*; einige gehen noch in die patagonische Formation — *Pseudothylacynus, Cladosictis.* Creodonten — angeblich *Hyaenodon* — kommen erst in der araucanischen Formation vor.

Von Pinnipediern kennt man einige Reste aus der Entrerios-Formation. Hier erscheint auch der erste echte Carnivor *Cyonasua*, dem sich bald auch *Notamphicyon* und *Proarctotherium* beigesellen. Sie sind nicht von Nordamerika, sondern aus Europa über Afrika nach Südamerika gelangt. Diese Landverbindung mit Afrika war jedoch nur von kurzer Dauer und keine so innige wie jene während der Kreidezeit. Erst in der Pampas-Formation kam die Gattung *Smilodon* von Nordamerika nach Argentinien, während sich *Arctotherium* aus dem schon vorhandenen *Proarctotherium* entwickelte. Aus den Microbiotheria gingen teils Didelphiden, teils die Insectivoren, teils die australischen Thylacyniden, teils die argentinischen Sparassodonten hervor, aus denen sich wieder die Creodonten einerseits und die Pinnipedia anderseits entwickelten. Aus Creodonten sind dann die Carnivoren entstanden.

Die Diprotodonta sind teils Marsupialier, teils Placentalier. Sie gliedern sich in die australischen syndaktylen Hypsiprymnoidea, in die ausgestorbenen asyndaktylen Plagiaulacoidea und in die Nager. Die Plagiaulacoidea sind die Ahnen beider noch lebenden Gruppen. Sie zeigen in Patagonien eine große Formenmannigfaltigkeit und beginnen schon in der guanaritischen Formation; am zahlreichsten sind sie im Santacruzeno; sie erlöschen aber schon in der Entrerios-Formation. Die ältesten von ihnen sind die Polydolopiden, deren Zähne aus zahlreichen in zwei Reihen gruppierten Höckern bestehen. *Polydolops* ist der nordamerikanischen Gattung *Meniscoessus* ähnlich, während die Promysopidae an *Polymastodon* erinnern. Eine dritte Familie, die Neoplagiaulaciden, findet sich auch im Eocän von Frankreich und in der Kreide und im Eocän von Nordamerika. Die vierte Familie, die Abderitiden, zeichnet sich durch die Größe und die Zähnelung des vierten Backenzahnes aus, während dieser bei den Epanorthiden nicht viel größer und nicht anders gebaut ist als die folgenden Zähne. Die Garzoniden endlich haben *Didelphis*-ähnliche Backenzähne. Die drei letzteren Familien besitzen im Gegensatz zu den drei ersteren sieben Backenzähne, statt der vier oder nur drei. Alle Diprotodonten zeichnen sich jedoch durch die Größe des ersten unteren Incisiven aus. Die Epanorthiden gehen nicht über das Santacruzeno hinaus, die Abderitiden nicht über die patagonische Formation, dagegen sind die Garzoniden noch in der Gegenwart durch die Gattung *Caenolestes* vertreten.

Von den jetzt in Südamerika so zahlreichen Nagern erscheinen hier die Lagomorphen, Myomorphen und Sciuromorphen erst im Pliocän, dagegen beginnen die Hystricomorphen bereits in der guanaritischen Formation — ? [Verf. verschweigt wohlweislich die Namen dieser nur in seiner Phantasie existierenden Gattungen! Ref.] Bedeutung erlangen sie aber erst in den *Pyrotherium*-Schichten — *Cephalomys* — ein Kollektivtypus. In der patagonischen Stufe treten echte Hystriciden und Chinchilliden auf, denen sich vom Santacruzeno an auch Myocastoriden, Caviiden und Eocardiiden beigesellen, während die Octodontiden erst in der araucanischen Formation erscheinen. Im Pliocän gab es Nager von riesigen Dimensionen — *Megamys*. Die südamerikanischen Hystricomorphen haben auch schon im

Oligocän Vertreter nach Europa entsandt — *Theridomys*, *Issiodoromys* etc. Die Paucituberculata sind aus Microbiotheria entstanden durch Vergrößerung des ersten Incisiven und Reduktion der zwischen ihm und den letzten Backenzähnen befindlichen Zähne. Durch Reduktion von Zehen haben sich die australischen Hypsiprymnoidea aus Paucituberculaten entwickelt, während die Plagiaulacoidea sich aus primitiven Paucituberculaten in der Weise herausgebildet haben, daß die Höcker der Molaren reihenweise gruppiert wurden. Es gehören diesem Typus die Multituberkulaten, Plagiaulaciden, Polyaolopiden, Neoplagiaulaciden, Polymastodontiden und Promysopiden an. Aus den noch marsupialen Promysopiden sind die placentalen Nager entstanden.

Die Fledermäuse datieren weit zurück, aber sie haben für das Tertiär von Südamerika keine Bedeutung. Dagegen kennt man aus der Entrerios-Formation eine mit der afrikanischen Gattung verwandte Sirene — *Ribodon*.

Eine wichtige Rolle spielen in der Geschichte Südamerikas die Huftiere, während sie daselbst in der Gegenwart ganz zurücktreten und bloß durch die spät eingewanderten Artiodactylen und Perissodactylen und im Pliocän außerdem auch durch *Mastodon* repräsentiert sind. Freilich gehören die zahlreichen, früher in Südamerika existierenden Huftiere ausschließlich erloschenen Typen an: Tillodontia, Ancylopoda, Amblypoda, Condylarthra, Protungulata, Typotheria, Toxodontia und Litopterna.

Die Protungulata, nur in der Kreide — *Caroloameghinia* —, haben mit den marsupialen Microbiotheria die Zahnzahl und Zahnformel gemein, jedoch sind die Höcker der Molaren schon niedrig und stumpf. Die Tillodontia unterscheiden sich schon durch die Vergrößerung des inneren Incisivenpaares und werden hierdurch nagerähnlich. Ihre fünfzehigen plantigraden Extremitäten sind noch mit einer Art von Krallen anstatt mit Hufen versehen und ihre Zahnhöcker verbinden sich miteinander zu Jochen. In Südamerika lebten sie schon in der Kreidezeit — *Notostylops*, in Nordamerika und Europa erst im Eocän. Die Ancylopoda zeichnen sich durch den Besitz von Querjochen auf den Backenzähnen, durch die krallenartigen Endphalangen und die gebogenen Finger aus. Bei den ältesten ist noch keine Differenzierung in Incisiven, Caninen etc. erfolgt, bei den jüngsten sind die ersteren atrophiert und die letzteren vergrößert. Sie gehen auf den nämlichen Stamm zurück wie die Tillodontia und erlöschen im Santacruzeno, nachdem sie gewaltige Dimensionen erreicht hatten — *Homalodontotherium*, *Asmodeus*, *Leontinia*, letztere mit C-artigen I_2 resp. I_3. In Europa treten — angeblich — verwandte Typen erst vom Obereocän an auf.

Amblypoden kennt man in Argentinien bereits in der oberen guanaritischen Formation; die wichtigsten Gattungen sind *Albertogaudrya* in den *Notostylops*-Schichten und *Astrapotherium* von den *Pyrotherium*-Schichten bis in das Santacruzeno. Diese meist gewaltigen, fünfzehigen, mit echten Caninen versehenen Formen haben gemeinsamen Ursprung mit den Tillodontia und Ancylopoda und erscheinen in Nordamerika und Europa erst im Eocän — *Coryphodon*.

Bei einem Zweig der Protungulata nahmen die Endphalangen eine

Form an ähnlich wie bei den Hyracoidea, also ein Mittelding zwischen Huf und Kralle. Die einzelnen Zähne gehen hier ganz allmählich ineinander über und die Nasenöffnung befindet sich an der Spitze der Schnauze. Ameghino nennt *Acoelodus* und *Oldfieldthomasia* aus den *Notostylops*-Schichten mit brachyodonten, und *Archaeohyrax* aus den *Pyrotherium*-Schichten mit halbprismatischen Zähnen. Dann wanderten die Hyracoidea selbst nach Osten aus, aber aus Seitenzweigen entwickelten sich die Notohippidae schon in den *Astraponotus*-Schichten. In den *Pyrotherium*-Schichten finden sich die fünfzehigen Gattungen *Morphippus* und *Rhynchippus* mit noch geschlossener Zahnreihe. In der patagonischen Formation hat schon Reduktion in den dreizehigen Fuß stattgefunden — *Argyrohippus, Pseudhippus* etc., und zuletzt verwandeln sich die Notohippiden in die Equiden — *Nesohippidion, Hipphaplus, Onohippidium, Stereohippus* etc. der Pampasformation und gelangen auch nach Nordamerika.

Aus den Hyracoidea haben sich ferner auch die Typotheria entwickelt, welche sich durch die Vergrößerung der mittleren Incisiven auszeichnen, während die seitlichen Incisiven schwächer und die Backenzähne prismatisch wurden; ihre fünfzehigen Extremitäten sind mit krallenartigen Endphalangen versehen, während der Schädel dem der Nager ähnlich wurde. *Eutrachytherus* erreicht im Gegensatz zu *Hegetotherium* und *Prosotherium* schon in den *Pyrotherium*-Schichten beträchtliche Dimensionen. *Protypotherium* des Santacruzeno zeigt geringe Differenzierungen der Incisiven. Der Stamm erlischt in der Pampasformation mit den Gattungen *Pachyrucos* und *Typotherium*.

Auf die Hyracoidea gehen auch die Toxodontia zurück, insofern sie sich aus den Archaeohyracidae der *Pyrotherium*-Schichten entwickelt haben. Sie erlangen zuletzt die Dimensionen von *Rhinoceros—Toxodon* in der Pampasformation. Diese Gattung ist durch *Haplodontotherium* und *Eutrigodon* der Entrerios- und araukanischen Formation mit den im Santacruzeno so häufigen Gattungen *Nesodon* und *Adinotherium* verbunden.

Die Unterordnung der Condylarthren hat wie alle eben genannten Gruppen der Huftiere ihren Ursprung in den Protungulaten. Es sind kleine Formen mit bunodonten Zähnen und fünfzehigen plantigraden Extremitäten. Die wichtigsten Gattungen der *Notostylops*-Schichten sind *Didolodus, Notoprogonia* und *Lambdoconus*. Im Eocän kamen die Condylarthren nach Nordamerika und Europa. Durch Umwandlung der plantigraden Extremitäten in digitigrade, verbunden mit Verlust von zwei Zehen, entstanden aus den Condylarthren die Litopterna, die in den *Pyrotherium*-Schichten beginnen und in der Pampasformation enden. Die kleineren Formen werden bald praktisch einzehig — es sind dies die equidenähnlichen Proterotheriiden — *Proterotherium, Diadiaphorus, Licaphrium, Thoatherium* im Santacruzeno, *Prolicaphrium* in der patagonischen Formation. *Epitherium* in der araucanischen Formation. Die dreizehigen Macraucheniden beginnen in den *Pyrotherium*-Schichten mit *Protheosodon* und enden in der Pampasformation mit der gewaltigen Gattung *Macrauchenia*. Zwischenformen sind *Cramauchenia, Theosodon, Scalabrinitherium*.

Perissodactylen und Artiodactylen kommen erst sehr spät von Norden nach Südamerika. Das gleiche gilt auch von der Gattung *Mastodon*, obwohl diese Gattung von einer südamerikanischen Form abstammt, nämlich von der condylarthren *Paulogervaisia* der guanaritischen Formation. Hieraus entwickelte sich *Carolozittelia* und aus dieser *Pyrotherium* mit geraden Querjochen. Im Santacruzeno ist dieser Stamm in Südamerika bereits erloschen. Die Vorläufer von *Mastodon* sind *Moeritherium* und *Palaeomastodon* im Obereocän und Oligocän von Ägypten.

Die Affen endlich erscheinen bereits in der Kreide zusammen mit den ältesten Huftieren. In den *Notostylops*-Schichten sind sie durch kleine, aber zahlreiche Gattungen — *Notopithecus, Adpithecus, Henricosbornia* etc. vertreten, die teils an die Hyracoidea, teils an die Lemuren des nordamerikanischen und europäischen Eocän erinnern. Im Santacruzeno finden sich die Gattungen *Pitheculites*, *Homunculites*, dessen Schädel einem Miniaturmenschenschädel sehr ähnlich sieht. Im Tertiär von Nordamerika fehlen Affen vollständig und in der alten Welt erscheinen sie erst im Miocän. Sie sind zweifellos aus den Formen des Santacruzeno entstanden, welche nach Mahoudeau auch die Ahnen des Menschen sind. In der Pampasformation finden sich auch Reste des Menschen sowie Spuren seiner Tätigkeit.

Wie alle Arbeiten Ameghino's, so enthält auch diese eine Menge Angaben, welche im Interesse der Wahrheit nicht unwidersprochen bleiben dürfen.

Vor allem muß immer wieder betont werden, daß Ameghino das Alter der verschiedenen Schichten viel zu hoch ansetzt, von Kreidesäugetieren kann in Südamerika nicht im entferntesten die Rede sein, die Tierwelt beginnt vielmehr erst etwa im Obereocän. Der größte Teil der Faunen fällt in das Miocän, und was Ameghino als Miocän und Pliocän bezeichnet, gehört bereits dem Quartär an.

Durch diese höchst notwendige Richtigstellung fallen natürlich die vermeintlichen genetischen Beziehungen zu nordamerikanischen und europäischen Eocänformen von selbst weg. Anderseits gewinnt der Zusammenhang gewisser südamerikanischer Typen mit solchen des Puerco bed und namentlich der südamerikanischen Nager mit solchen des europäischen Oligocän sehr viel an Wahrscheinlichkeit. Mit diesen letzteren sind auch wohl Fledermäuse, der *Chrysochloris*-ähnliche *Necrolestes* und die Primaten des Santacruzeno eingewandert.

Im Eocän kamen von Nordamerika Condylarthra, aus denen sich die Litopterna entwickelten und selbst für die von Ameghino fälschlich als Tillodontier, Ancylopoden, Amblypoden, Hyracoidea bezeichneten Formen erscheint die Abstammung von Condylarthren keineswegs ausgeschlossen, denn sie haben im Zahnbau entschieden Anklänge an die nordamerikanischen Gattungen *Anisonchus* und *Hemithlaeus*. Ebenso ist die nordamerikanische Abkunft der Edentaten ziemlich wahrscheinlich, denn die zuerst erscheinenden Dasypoda könnten recht wohl von der panzerlosen Gattung *Metacheiromys* abstammen. Dagegen bestehen allerdings gewisse Bedenken

gegen die Ableitung der Gravigraden von den Ganodonta des nordamerikanischen Eocän. Die Sparassodonten haben vermutlich mit nordamerikanischen Creodonten die Abstammung gemein. Die Sarcobora, wie Ameghino alle mit Fleischfressergebiß versehenen Formen nennt, sind eine ebenso unnatürliche Gruppe wie seine Microbiotheria. Die ersteren müssen in je zwei Gruppen getrennt werden — die eplacentalen Thylacyniden und Sparassodonta einerseits und die placentalen Creodonta, Carnivora und Pinnipedia anderseits.

Die Multituberculaten — in Südamerika durch Promyopsiden, Polydolopiden vertreten — sind bekanntlich ein im Mesozoicum der nördlichen Hemisphäre sehr verbreiteter Stamm. Eine Vereinigung der Multituberculaten mit den jochzähnigen Paucituberculaten — Abderitiden, Epanorthiden und Garzoniden — in die außerdem nach Ameghino auch noch die marsupialen Hypsiprymnoidea und die placentalen Rodentia umfassenden Diprotodonta ist schwerlich gerechtfertigt. Als Ahnen der Nager dürften am ehesten *Caroloameghinia*-ähnliche Marsupialia in Betracht kommen, jedoch stellt alsdann diese Gattung selbst nur den nach Südamerika geflüchteten, genetisch bereits bedeutungslosen Rest der marsupialen Nagerahnen dar. Mit den Huftieren hat *Caroloameghinia* nicht das geringste zu schaffen. Sie selbst geht wohl auf Didelphiden zurück, die auch wahrscheinlich die Ahnen der Abderitiden und Epanorthiden sowie der Garzoniden sind. Die Abderitiden sind vermutlich die Stammeltern der australischen Hypsiprymnoidea.

Was Ameghino Tillodontia und Ancylopoda nennt, wird man am besten in die Unterordnung der Entelonychia vereinigen, welchen Namen Ameghino ursprünglich für einige dieser Formen aufgestellt hatte.

Seine Amblypoden sind total verschieden von denen der nördlichen Hemisphäre und werden am besten als die Unterordnung der Astrapotheria bezeichnet, dagegen sind seine vermeintlichen Ahnen der Proboscidier, die Gattungen *Carolozittelia* und *Pyrotherium* wirklich Nachkommen von *Pantolambda* und somit tatsächlich Amblypoda.

Die von Ameghino zu den Hyracoidea gestellten Acoelodiden, Archaeohyraciden und Notohippiden sind primitive Toxodontier. Die Verwandtschaft der Notohippiden mit den Equiden dürfte selbst Ameghino kaum ernst nehmen. Ebensowenig haben die Notopitheciden mit den Primaten zu tun, sie sind vielmehr nichts anderes als die Ahnen der Typotheria.

Die meisten fossilen Formen Südamerikas scheinen also von Typen des nordamerikanischen Eocän abzustammen. Ein Teil von ihnen gelangte im Pleistocän nach Nordamerika, wofür jedoch von dort *Mastodon,* Hirsche, Pferde, Tapir, *Auchenia,* Fleischfresser und gewisse Nager nach Südamerika einwanderten. Am Beginn des Miocän kamen die Hystricomorphen, die Fledermäuse, der Maulwurf *Necrolestes* und wohl auch die Affen von Europa über den westlichen Teil von Afrika nach Südamerika. Mit Australien hat etwa im Pliocän eine Landverbindung bestanden, welche die Einwanderung der Hypsiprymnoidea und anderer Marsupialier von Osten her ermöglichte. Beide Landbrücken, die mit Europa—Afrika sowohl als

auch die mit Australien waren aber vermutlich nur ein Archipel, der zwar die Verschleppung kleiner Tiere durch Raubvögel gestattete, aber aktive Wanderung größerer Landtiere gänzlich ausschloß. Ref.

M. Schlosser.

Säugetiere.

Fr. Kinkelin: Verzeichnis der Säugetierreste aus dem Oligocän und Untermiocän des Mainzer Beckens. (Berichte der Senckenbergischen naturf. Ges. in Frankfurt a. M. 1903. 87—89.)

Ref. hat das vorliegende Material studiert und konnte folgende Arten nachweisen:

Bei Offenbach: *Peratherium* n. sp., *Sciurus* cf. *Chalaniati* Filh., *Cricetodon minor* Gerv., Hystricide?, *Plesictis* n. sp., *Talpa Meyeri* Schl., *Chiroptera* ind.

Bei Flörsheim: *Peratherium* cf. *Bertrandi* Pom., *Aceratherium lemanense* Pom., *Palaeochoerus Meisneri* Mey., *Plesiomeryx gracilis* Pom.*, *Amphitragalus* cf. *Boulangeri* Pom., *A.* cf. *gracilis* Pom., *A.* cf. *Pomeli* Filh., *Dremotherium Feignouxi* Pom., *Titanomys visenoviensis* Mey.*, *Sciurus Chalaniati* Pom.*, *Sc. Feignouxi* Pom.*, *Cricetodon gergovianum* Gerv., *Cr. gerandicum* Gerv.*, *Myoxus murinus* Pom.*, *Rhodanomys (Theridomys) parvulus* Schl., *Steneofiber Eseri* Mey.*, *Amphicyon* sp., *A. dominans* Mey., *Plesictis palustris* Pom.*, *Pl. robustus* Pom.*, *Herpestes lemanensis* Pom., *Talpa Meyeri* Schloss.*, *T. brachychir* Mey.*, *Sorex Neumayrianus* Schl.*, *Sorex* n. sp., *Palaeoerinaceus Edwardsi* Filh., *Cordylodon haslachensis* Mey.*, *Dimylus paradoxus* Mey.*, *Chiroptera, Palaeonycteris robustus* Pom.*

Die mit * bezeichneten Arten sind nur in der Münchner paläontologischen Sammlung vertreten.

Von den vier folgenden Lokalitäten, Niederrad und Nordbassin von Frankfurt a. M., Weisenau bei Mainz und Heßler bei Wiesbaden hat die erste die wenigsten, Weisenau aber die meisten Säugetierarten geliefert. Am Heßler kommen mehrere Arten vor, die bei Weisenau noch nicht beobachtet wurden — unten mit * bemerkt —, dagegen sind daselbst die sonst so häufigen Caenotherien bis jetzt noch nicht gefunden worden.

Die Fauna besteht aus folgenden Arten: *Peratherium* cf. *Bertrandi* Pom., *Aceratherium lemanense* Pom., *Diceratherium Croizeti* Pom.*, *Paratapirus helveticus* Mey.*, *Palaeochoerus Meisneri* Mey., *Caenotherium* sp., *C. Geoffroyi* Pom., *C. commune* Brav., *C. latecurvatum* Pom., *Plesiomeryx gracilis* Pom., *Amphitragulus Boulangeri* Pom., *A. gracilis* Pom., *A. lemanensis* Pom., *A. Pomeli* Filh., *A. elegans* Pom., *Dremotherium Feignouxi* Pom., *Titanomys visenoviensis* Mey., *Sciurus Chalaniati* Pom., *Sc. Feignouxi* Pom., *Cricetodon gergovianum* Gerv., *C. gerandianum* Gerv.**, *Myoxus, M. murinus* Pom.**, *Rhodanomys parvulus* Schl. sp.***, *Hystrix* (Astragalus), *Steneofiber Eseri* Mey., *Amphicyon, A.* aff. *bohemicus* Schl., *A.* cf. *crucians* Filh.*, *Cephalogale?*, *Potamotherium Valetoni* Pom.,

Plesictis n. sp.**, *Pl. gracilis* Pom., *Pl. palustris* Pom., *Pl. robustus* Pom., *Amphictis antiquus* Pom., *Palaeogale* n. sp.*, *P. mustelina* Pom., *Viverra?*, *Herpestes?*, *H. lemanensis* Pom., *Talpa brachychir* Mey., *Sorex Neumayrianus* Schl., *Palaeoerinaceus Edwardsi* Filh., *Cordylodon haslachensis* Mey.*, *Dimylus paradoxus* Mey.*, *Chiroptera* sp.

** nur bei Niederrad, *** nur Nordbassin.

Im oberen Mitteloligocän findet sich *Anthracotherium magnum* Cuv. und *Hyopotamus seckbachensis* Kink., im oberen Oberoligocän *Palaeonyctis Reinachi* Kink.

Bemerkenswert für die Fauna des Mainzer Beckens ist die auffallende Seltenheit von Rhinoceroten, Tapiren und von *Potamotherium Valetoni*, während die ersteren in den gleichalterigen Schichten von Ulm eine hervorragende Rolle spielen und *Potamotherium* in St. Gérand zu den häufigsten Vorkommnissen gehört. Allerdings sind auch in St. Gérand-le-Puy die Rhinoceroten und Tapire recht selten. Auch darf nicht unerwähnt bleiben, daß die im Dep. Allier so massenhaft vorhandenen *Palaelodus* im Mainzer Becken nur durch überaus spärliche Überreste schwach angedeutet sind, dagegen finden sich hier nicht allzu selten Knochen von verschiedenen kleinen Vögeln. **M. Schlosser.**

Giulio de Alessandri: Sopra alcuni avanzi di Cervidi pliocenici del Piemonte. (Atti della R. Accad. di Sc. di Torino. **30**. 1903. 845—858. Con tavola.)

Verf. beschreibt lediglich Geweihe, welche sich auf folgende drei Arten verteilen: *Cervus pardinensis* Cr. et Job., *C. etueriarum* Cr. et Job., *C. pliotarandoides* n. sp.

Die Geweihe dieser neuen Art haben in der Tat große Ähnlichkeit mit jenen des Ren. Hierdurch wird der europäische Ursprung von *Tarandus* sehr wahrscheinlich, um so mehr als auch in den unterpliocänen schwäbischen Bohnerzen *Tarandus*-ähnliche Hirschzähne vorkommen — *Cervus tarandoides* Schlosser — Ref.

Die vorliegenden Überreste stammen aus den pliocänen Sanden von San Paolo und Dusino im Tanaro-Tal bei Villa nova und von Cortiglione Monferrato. An den beiden ersteren Fundorten kommen auch *Mastodon, Elephas, Rhinoceros etruscus, Equus, Hippopotamus* und *Bos* vor.

Die Arbeit ist auch insoferne nicht unwichtig, als viele Autoren zitiert werden, welche fossile Säugetiere aus Piemont und der Lombardei beschrieben haben. **M. Schlosser.**

M. Mariani: Sopra alcuni avanzi di mammiferi quaternari trovati nell' alta Valla del Potenza. (Boll. della Soc. geol. Ital. 1904. **23**. 203—210. 1 Tav.)

Verf. beschreibt einen Schädel von *Cervus euryceros* und ein Geweih von *Cervus elaphus* aus älteren quartären Tuffen im Potenza-Tal. Einen Bären-Canin von Piocora, der mit einem anscheinend bearbeiteten Kiefer

von Rind gefunden wurde, bestimmt er als solchen von *Ursus spelaeus* und schließt hieraus auf Anwesenheit des Menschen. Spätere Ausgrabungen brachten hier auch Steinwerkzeuge, ein Horn von *Bos brachyceros* und von *Capra*, Zähne von Schwein und Pferd und Wirbel von Hund zutage. Diese Station stellt Verf. ohne alle nähere Begründung in die Rentierzeit. Der Bärenzahn dürfte wohl eher dem *Ursus arctos* angehören. Ref.

M. Schlosser.

H. F. Osborn: New Miocene Rhinoceroses with Revision of known Species. (Bull. of the Amer. Mus. of Nat. Hist. New York. **20**. Art. 27. 1904. 307—326. 21 Fig.)

Die bisher beschriebenen Rhinoceroten-Arten aus dem Miocän von Nordamerika beruhen zum großen Teil auf unvollständigem Material. Es sind dies:

Rhinoceros crassus Leidy vom Niobrara River, nicht näher bestimmbar.

Rh. meridianus Leidy von Texas.

Rh. hesperins Leidy von Calaveras County, Kalifornien, vielleicht oligocän, nicht näher bekannt.

Rh. matutinus Marsh, Miocän von New Jersey, nicht näher bestimmbar.

Aceratherium (Aphelops) megalodus Cope, Mittelmiocän von Pawnee Buttes, Colorado, mesaticephal. Nasenbeine glatt und lang. Occiput ziemlich hoch und etwas nach vorne geneigt. Großer unterer C, 4 obere P, M brachyodont, mit mäßigem Crochet und Anticrochet.

Aphelops jemezanus Cope, Obermiocän von Santa Clara am Riogrande, nicht näher bestimmbar.

Aphelops fossiger Cope, Obermiocän von Kansas. Typus der Gattung *Teleoceras* Hatcher. Breites Hinterhaupt, komprimierte Nasalia mit Horn. Große Schneidezähne, vordere P reduziert. Oberer P_2 und P_3 mit Crochet und Anticrochet, M groß hypsodont mit deutlichem Protokon, kräftigem Anticrochet und Postfossette. Extremitäten ungemein kurz.

Aphelops malacorhinus Cope, Decatur County, Kansas. Hinterhaupt hoch, oben verschmälert. Nasenbeine glatt, kurz, quer abgeflacht. $P\frac{4}{3}$, M mäßig hoch, obere M mit schwachem Anticrochet und undeutlich abgesetztem Protokon. P und M mit starkem Crochet. Angeblich hochbeinig.

Peraceras superciliosus Cope, Miocän, Republican River, Nebraska. Schädel extrem brachycephal, Hinterhaupt breit und niedrig, stark nach vorne geneigt, Jochbogen mächtig, weit ausbiegend. Nasenbeine kur z hornlos. P und M relativ einfach. P ohne Crochet, M mit Antichrochet und schwachen Crochet. Große untere C, M_3 weit vom Coronoidfortsatz entfernt. M mäßig hypsodont. Kron- und Gelenkfortsatz etwas vorwärts geneigt. Findet sich auch am Little White River.

Rhinoceros proterus Leidy, Peace Creek, Florida } nur Varietät von *Teleo-*
Rh. maximus Leidy, Archer, Florida } *ceras fossiger* Cope.

Aceratherium acutum Marsh, Obermiocän von Phillips County, Kansas = *Teleoceras fossiger* Cope.

Rhinoceros longipes Leidy, nach Lucas = *Aphelops malacorhinus* Cope.

Teleoceras majus Hatcher. Obermiocän, Sheridan County, Nebraska. Größer als *T. fossiger* Cope mit starkem Horn an der Nasenspitze.

Aphelops ceratorhinus Douglas, Obermiocän, Madison Valley, Montana. Groß. Nasalia verlängert, abgeflacht, an der Spitze mit Horn-Kiefer lang und schlank. $\frac{4}{4}$P. P und M brachyodont. Obere P mit innerem Basalband, M mit schwachem Anticrochet, aber wie P_4 mit starkem Crochet. Extremitäten hochbeinig; vielleicht ist *longipes* hiermit identisch.

Aceratherium profectum Matthew (= *Aphelops profectus* Matthew). Klein. Unterkiefer mit 2 . 0 . 4 . 3 und kurzer Zahnlücke. P und M brachyodont, obere M mit Anticrochet. Postglenoidfortsatz groß, getrennt vom Posttympanicum. Obermiocän von Colorado.

Zu den wohlcharakterisierten Arten: *Aceratherium megalodus, A. profectum, Aphelops malacorhinus, A. ceratorhinus, Teleoceras fossiger, T. major, Peraceras superciliosus,* kommen noch folgende neu hinzu:

Im Mittelmiocän: *Caenopus persistens* Osb. Nordost-Colorado. Klein, dolichocephal mit Scheitelkamm und hohem, rückwärts geneigtem Occiput, schmaler, vom Postglenoidalfortsatz getrennter Posttympanicumfortsatz, schlanker Jochbogen, schwache Nasenbeine. M brachyodont mit großem Anticrochet ohne Crochet.

Teleoceras medicornutum n. sp. Ost-Colorado mit kleiner Rauhigkeit auf dem Stirnbein wie bei *aurelianense,* unterscheidet sich von *fossiger* durch die langen, freien Nasenbeine, durch die geringere Brachycephalie — Nasenausschnitt weiter entfernt von den Orbitae —, durch die schwächeren Crochet und die schwächeren C und durch die Anwesenheit von $\frac{4}{2}$P . P_2, wenn anwesend, nur einwurzelig.

Aphelops (? Peraceras) planiceps Osb., Pawnee Buttes, Colorado. Schädel breit und brachycephal, Schädeldach niedergedrückt mit zwei Supratemporalkämmen, breites Kiefergelenk. Beine wohl länger als bei *Teleoceras fossiger.* Der Schädel ist dem von *Peraceras* ähnlicher als dem von *Teleoceras.* Zähne sind nicht bekannt.

Im Obermiocän: *Aphelops (? Diceratherium) brachyodus* Osb., Little White River, Süd-Dakota. Schlanke, dolichocephale, brachyodonte Form, deren Stellung aber nicht genauer angegeben werden kann, weil der vordere Teil des Schädels nicht vorhanden ist. Vielleicht verwandt mit *A. ceratorhinus* Dougl. oder mit *Diceratherium.* Zahnkronen niedrig, mit schwachem Anticrochet, ohne Crochet F-Reihe relativ lang. Schädel langgestreckt mit niedrigem Scheitelkamm.

Nordamerika besitzt also wenigstens drei besondere Stämme:

1. Brachypodinae, mesaticephal bis brachycephal, Nasalia seitlich komprimiert, an der Spitze mit Horn. Supraorbitalregion schmal, Zähne hypsodont, P reduziert, Beine sehr kurz. Mittelmiocän. *Teleoceras medicornutum.* Obermiocän. *T. fossiger, majus.*

2. *Aphelops*-Stamm. Beine nicht besonders kurz. Schädel brachycephal. Nasenbeine verbreitert, ohne Horn. Supraorbitalregion breit, Anwesenheit von Supraorbitalkämmen; P wenig reduziert. Zähne schwach

hypsodont. Mittelmiocän. *A. megalodus*, *? Peraceras planiceps.* Obermiocän. *P. superciliosus*, *Aphelophs malacorhinus*, *A. megalodus* und *Peraceras superciliosus* haben sehr schwache Zwischenkiefer ohne I. Die Hornlosigkeit und die Zuspitzung der Nasenbeine erinnert an *Aceratherium*, aber die Schädelverhältnisse sind ganz verschieden.

3. Hochbeinig, dolichocephal, brachyodont, Nasalia flach, zugespitzt mit Rauhigkeit an der Spitze. Obermiocän. *Aphelops ceratorhinus, brachyodus.*

Die Stellung von *A. profectus* und *Caenopus persistens* läßt sich vorläufig noch nicht näher ermitteln.

[Ref. möchte hierzu bemerken, daß die nordamerikanischen Brachypodinen — *Teleoceras* — bereits viel spezialisierter sind als ihr Ahne, die europäische Gattung *Brachypotherium* mit brachyodontem Gebiß.

Die als *Aphelops* und *Peraceras* beschriebenen Formen stellen wohl einen besonderen Stamm dar, der sich aus Aceratherien des White River beds entwickelt hat, aber z. T. wahrscheinlich später im Unterpliocän nach Asien ausgewandert ist und allenfalls z. B. den Ahnen von „*Aceratherium*“ *perimense* in sich schließt, wie ja auch *Teleoceras* mit den Ahnen des chinesischen *Rhinoceros Habereri* nahe verwandt sein könnte. *Caenopus persistens* endlich ist wohl der Nachkomme des *Diceratherium* aus dem Untermiocän von Oregon und vielleicht der Vorfahre des *Aphelops ceratorhinus.* **M. Schlosser.**

C. W. Andrews: Note on the Barypoda, a new Order of Ungulate Mammals. (The Geol. Mag. London 1904. 481—482.)

Verf. hatte bisher die Gattung *Arsinoitherium* [mit vollem Recht. Ref.] zu den Amblypoden gestellt als Familie der Arsinoitheridae. Jetzt glaubt er aber eine besondere Ordnung hierfür errichten zu müssen, weil die Proboscidea und Hyracoidea im älteren Tertiär nur in Afrika gelebt haben und es daher unwahrscheinlich sei, daß dort auch Amblypoda existiert hätten [als ob es in Afrika nicht auch *Pterodon* und Anthracotheriiden gäbe. Ref.]. Auch erweisen sich die Arsinotherien als so hoch spezialisiert, daß sie als besonderer Stamm schon sehr weit zurückdatieren müßten.

Die neue Ordnung der „Barypoda“ ist durch folgende Merkmale ausgezeichnet:

Zahnreihe geschlossen, Gebiß vollständig. M hypselodont. P ganz verschieden von den M. Occipitalfläche vorwärts geneigt. Nasalia und Parietalia mit Hörnern versehen, Orbita nach hinten offen, Anwesenheit eines Alisphenoidkanales, Gehirn relativ größer als bei den Amblypoden. Humerus ohne Entepicondylarforamen, Femur ohne dritten Trochanter. Hand proboscidierartig; Metacarpalia wie bei *Elephas* alternierend, Scaphoid klein, ebenfalls proboscidierähnlich. Cuneiforme groß, etwas über das Magnum reichend, Radius viel schwächer als Ulna. Hinterfuß fünfzehig, wesentlich verschieden von dem der Proboscidier. Astragalus

niedrig und breit, gleich dem Calcaneum mit der Fibula artikulierend, und der erstere mit Gelenkflächen für Naviculare und Cuboid versehen. Vielleicht Anwesenheit eines Tibiale. Metapodien kurz und plump, Calcaneum dem Boden aufliegend.

Das zweite Genus der Barypoda ist die sehr unvollständig bekannte Gattung *Barytherium*, deren Humerus jedoch sehr eigentümlich gestaltet ist und vielleicht zum Graben diente. Aus der Form des Radiusunterendes geht hervor, daß der Carpus von dem von *Arsinoitherium* und dem der Proboscidier sehr verschieden und dem von *Uintatherium* ähnlicher war.

M. Schlosser.

Reptilien.

C. W. Gilmore: Notes on the Osteology of *Baptanodon* with a description of a new species. (Mem. Carnegie Museum. Pittsburg. **2**. No. 9. 3 Taf.)

Die Zahl der Arten wird um *Baptanodon robustus* vermehrt. Die beigegebenen Tafeln sind wiederholt aus der ersten Abhandlung, der Schultergürtel wird jetzt auf die neue Art bezogen. Die osteologischen Ausführungen bringen nichts wesentlich Neues. Ein gut erhaltener Unterkieferast von *B. natans*, ein Querschnitt durch eine Serie Scleroticalplatten, der das Übergreifen zeigt, Abbildungen von Wirbeln mögen hervorgehoben werden.

E. Koken.

C. W. Gilmore: The mounted skeleton of *Triceratops prorsus*. (Proc. U. S. National Museum. **29**. 433—435. t. I. II. 1905.)

Kurze Beschreibung und gute Abbildung des ersten Skeletts, das von diesem riesigen Saurier montiert werden konnte. Manche Knochen mußten allerdings von anderen Individuen genommen, andere künstlich ergänzt werden; durch verschiedene Färbung und Numerierung sind Täuschungen ausgeschlossen.

Das Skelett ist 19′ 8″ lang, der Schädel mißt allein 6′, also ziemlich ein Drittel; die größte Höhe (8′ 2″) liegt im Sacrum.

Die auffallendsten Charaktere sind außer dem wuchtigen, gehörnten Schädel die kurze Leibeshöhle, der geräumige Brustkorb und vor allem die teckel- oder besser schildkrötenartig gesetzten vorderen Gliedmaßen. Von der bekannten, wesentlich auf dasselbe Stück gegründeten Marsh'schen Rekonstruktion (aufrechte Haltung wie bei Säugern) wurde abgewichen, weil sich diese mit den Gelenkflächen nicht vereinigen läßt. Bei gerader Stellung der Beine würde auch der vordere Rumpf so erhöht, daß das Tier mit seinem Kopf den Boden nicht hätte erreichen können. Marsh hatte auch, wie Hatcher feststellt, zu viele Wirbel vor dem Sacrum eingeschaltet[1];

[1] Ebenso bei *Brontosaurus (Apatasaurus)* cf. Riggs. Science 1903. 6. März.

in der neuen Rekonstruktion erscheint das Tier wesentlich kürzer. Die Montierung des Skeletts in der jetzigen Gestalt beruht ganz auf den Studien und Angaben Hatcher's. Vermissen wird man das dritte nasale Horn, das den Namen *Triceratops* veranlaßte, aber an diesem Stück nicht sicher nachweisbar war, vielmehr wahrscheinlich fehlt. **E. Koken.**

L. Dollo: Les Dinosauriens adaptés à la vie quadrupède secondaire. (Bull. Soc. Belge de Géol. **19**. 1905. 441—448. t. XI, XII.)

Nach Dollo sind osteologische Beweise dafür vorhanden, daß *Triceratops* und *Stegosaurus* aus bipedalen Formen sich entwickelt haben, daß also, da die bipedale Haltung und Bewegung eine besondere Anpassungsform ursprünglich quadrupedaler Tiere ist, sie zum zweiten Male zu Quadrupeden geworden sind. Diese Beweise liegen in der Form des Beckens. Durch Anpassung an bipedale Haltung zieht sich das Ilium präacetabular lang aus und entwickelt sich ein Postpubis; ähnliches geschieht in der Klasse der Vögel. Der erneute Übergang zur quadrupedalen Lebensweise wirkt dahin, daß jene adaptiven Merkmale schwinden, oder daß die Funktion wechselt und damit auch die Form sich ändert. Bei *Triceratops* existiert noch ein rudimentäres Postpubis, bei *Stegosaurus* ist es dicht an das Ischium gepreßt und funktioniert gleichsam als dessen ventraler Rand. **E. Koken.**

L. M. Lambe: Description of new species of *Testudo* and *Baëna* with remarks on some cretaceous forms. (Ottawa Naturalist. **19**. 1906. 187—196. 2 t.)

1. *Testudo exornata* n. sp. Oligocän von Bone coulée, Cypress hills, Assiniboia. Begründet auf die distalen Enden dreier Costalstücke; das fünfte Costale ist auffallend schmal und dick.

2. *Baëna pulchra* n. sp. Auf eine früher zu *B. Hatcheri* (Laramie) gerechnetes Stück gegründet. Belly River (Judith River) beds des Red Deer-Flusses, Alberta. Erhalten sind von einem Individuum das ganze Plastron und ein halbes Rückenschild, welche der Diagnose zugrunde gelegt sind, außerdem noch andere fragmentäre Plastren.

B. pulchra ist nur halb so groß als *B. Hatcheri*, von der sie sich besonders in den Proportionen der Plastrallappen, der Gestalt des Endoplastron und in der Stellung der Gularia und Intergularia unterscheidet. Das erste Neurale ist quergeteilt. Von *B. pulchra* dürften *B. Hatcheri* und *Marshi* Hay abstammen.

Hinzugefügt sind Bemerkungen über *Trionyx foveatus* Leidy, *vagans*, *Adocus lineolatus* Cope, *Basilemys variolosus* Cope, *Baëna antiqua* Lambe, *Neurankylus eximius* Lambe, *Plastomenus coalescens* Cope, *costatus* Cope, *Compsemys ogmius* Cope (wahrscheinlich ident mit *Basilemys variolosus*).

E. Koken.

Arthropoden.

E. Lienenklaus †: Die Ostracoden des Mainzer Tertiärbeckens. (Bericht Senckenberg. Naturf. Ges. 1905. 3—67. Taf. I—IV.)

Bis kurz vor seinem Tode, noch auf dem Krankenlager hat Verf. an der Beschreibung der Ostracoden des Mainzer Beckens gearbeitet. Seiner Ausdauer ist ein verdienstvolles Werk zu danken, das sich würdig den älteren Arbeiten über die reichen Tertiärfaunen dieser Gegend anschließt.

Es sind (einschließlich des Nachtrags) 82 Arten beschrieben, wohl nur ein Bruchteil einer reicheren Fauna, da der Süden des Beckens fast gar nicht in Betracht gezogen werden konnte. Die allmähliche Aussüßung des anfangs rein marinen Beckens hat auch den Ostracoden ihren deutlichen Stempel aufgedrückt. Ebenso wiegen Formen vor, die für Strandbildungen und brackische Ablagerungen bezeichnend sind, so besonders *Cythereis* und *Cytheridea*. Neu sind 33 Arten, die fast sämtlich auf den beigegebenen Tafeln gut abgebildet sind. **Drevermann.**

Franz Toula: Über eine neue Krabbe (*Cancer Bittneri* n. sp.) aus dem miocänen Sandstein von Kalksburg bei Wien. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. **54**. 1904. 16. 5 Textfig.)

Krabben sind im Miocän Österreichs selten, auch *Cancer Bittneri* ist nur in einem Exemplar gefunden worden. Die Art schließt sich eng an *C. Szontaghi* Lörenthey an, unterscheidet sich aber durch die Gesamtform und durch die Ausbildung der Randzacken. **Drevermann.**

Sieber: Fossile Süßwasser-Ostracoden aus Württemberg. (Jahreshefte d. Ver. vaterl. Naturk. Württemb. 1905. **61**. 321. Taf. VIII, IX. 16 Textfig.)

Verf. beschreibt hauptsächlich die Ostracoden des Steinheimer Beckens, 8 Arten, sämtlich neu, weiter einige andere jungtertiäre Vorkommen und endlich 4 Arten aus dem Pleistocän des Cannstatter Mammutfeldes. Ein Vergleich mit den Lienenklaus'schen Arten zeigt an manchen Orten nahe Verwandtschaft (z. B. *Cyclocypris nitida* und *similis*). Vielleicht nimmt Verf. gelegentlich eine genaue Vergleichung vor. **Drevermann.**

F. R. Cowper Reed: Sedgwick Museum Notes. New fossils frow the Haverfordwest District. III. (Geol. Mag. 1905. 97. Taf. IV.)

Eine Anzahl Trilobiten, meist schlecht erhalten, werden beschrieben. Die besterhaltenen sind *Acidaspis Turnbulli* n. sp. und *sladensis* n. sp. aus dem Untersilur, denen sich Arten von *Lichas, Cheirurus, Cyphaspis, Remopleurides* anschließen, weiterhin *Harpes* und *Ampyx*.

Drevermann.

F. R. Cowper Reed: The Classification of the Phacopidae. (Geol. Mag. 1905. 172.)

Verf. teilt die Phacopiden in drei Gruppen, die er sämtlich von untersilurischen Dalmaniten ableitet, deren Kopfschild aus fünf Segmenten gebildet ist. Die drei Gruppen sind *Dalmanites*, *Phacops* und *Pterygometopus*. [Ref. glaubt nicht, daß *Cryphaeus* (oder *Asteropyge* Corda, welchen Namen Verf. aufnimmt, da *Cryphaeus* schon 1833 für einen Käfer vergeben war) mit *Dalmanites* näher verwandt ist. Ref. würde vorziehen, *Asteropyge* an die Spitze einer eigenen Reihe zu stellen, mit *Malladaia* und eventuell anderen Gattungen. Die neuen Namen *Dalmanitina* und *Phacopidella* hält Ref. für überflüssig.]

Ob der vorliegende Klassifikationsversuch einen Fortschritt gegenüber dem von Hoernes bedeutet, mag dahingestellt sein. Die ganze Gruppe ist wegen der Formenfülle namentlich der echten *Phacops*-Arten, sehr schwer zu gliedern, so daß ein großes Material zu derartigen Arbeiten nötig ist. Ist doch allein die Frage der Abstammung der kleinäugigen und blinden Phacopiden (*Trimerocephalus* etc.) weit von einer Lösung entfernt. **Drevermann.**

Henry Woodward: On a Collection of Trilobites from the upper cambrian of Shantung, North China. (Geol. Mag. 1905. 211, 251. Taf. XIII.)

Ein Auszug aus der Arbeit Monke's über den gleichen Gegenstand (dies. Jahrb. 1904. II. -322-) bildet den wesentlichen Inhalt. Verf. bildet eine der prächtigen obercambrischen Platten ab, die ganz bedeckt sind mit Trilobitenresten; er vermutet, daß *Stephanocare* Monke mit *Olenoides* Meek ident ist. **Drevermann.**

T. Rupert Jones: Note on a palaeozoic *Cypridina* from Canada. (Geol. Mag. 1904. 438. Textfig.)

Ein Muschelkrebs aus untersilurischem (?) Kalk in glazialen Schottern vom Ontario-See wird als *C. antiqua* n. sp. beschrieben.

Drevermann.

Henry Woodward: Note on a fossil Crab and a group of Balani discovered in concretions on the Beach at Ormara Headland, Mekran Coast. (Geol. Mag. 1905. 305. 2 Textfig.)

Aus pliocänen (?) Schichten der arabischen Küste beschreibt Verf. eine Krabbe als *Neptunus arabicus* n. sp. (nächst verwandt mit dem lebenden *Neptunus [Amphitrite] tenuipes* de Haan) und eine Gruppe von *Balanus tintinnabulum* L. var. *coccopoma* Darwin vom gleichen Fundort.

Drevermann.

F. R. Cowper Reed: Sedgwick Museum Notes. New fossils from the Haverfordwest District. IV. (Geol. Mag. 1905. 444. Taf. XXIII.)

Aus dem Untersilur des Haverfordwest-Distriktes werden folgende neue (oder von dort unbekannte) Brachiopoden beschrieben und abgebildet: *Trematis multistriata, Crania Turnbulli, Grayi* Dav. var. [beide Arten gehören nicht zur Gattung *Crania,* sondern vielleicht zu *Philhedra.* Ref.], *Orthis (Plesiomys) porcata* M'Coy, var. *sladensis,* aff. *Bouchardi* Dav., *Strophomena (?) mediocostalis, antiquata* Sow. var., *Plectambonites papillosa, Atrypa imbricata* Sow. [die Gattung ist fraglich. Ref.], *Zygospira Hicksi, Hyatella pentagonalis* (sehr schlecht erhalten), *Meristella* cf. *crassa* Sow. **Drevermann.**

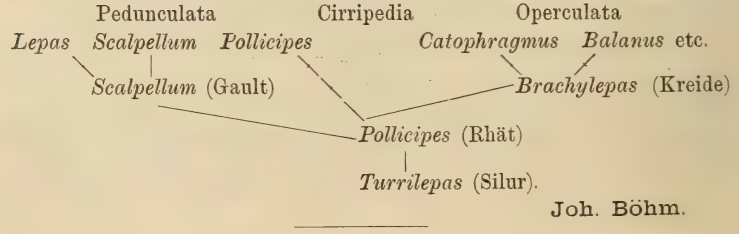
Henry Woodward: Further Note on *Cyclus Johnsoni,* from the coal-measures near Dudley. (Geol. Mag. 1905. 490. 2 Textfig.)

Zwei weitere Exemplare des merkwürdigen kleinen Krusters *Cyclus* haben sich im Kohleneisenstein bei Dudley gefunden. Die kreisrunde, höchst interessante Form ähnelt so auffallend dem Larvenstadium von *Limulus polyphemus,* daß Verf. den Gedanken ausspricht, es möchte sich um ein frühes Entwicklungsstadium von *Limulus*-artigen Crustaceen [?] handeln, um so mehr als sich gerade im Carbon die erste reichere Vertretung der Xiphosuren findet. Auch die Ähnlichkeit von *Cyclus* mit den frühesten Larvenstadien der Trilobiten ist überraschend.

Drevermann.

H. Woodward: On „*Pyrgoma cretacea*", a cirripede, from the Upper Chalk of Norwich and Margote. (Geol. Mag. N. S. (4.) **8**. 1901. 145—151, 240, 528. Taf. 8. Textfig. 1—5.)

1865 beschrieb Verf. aus den *Mucrona*-Schichten von Norwich als *Pyrgoma cretacea* ein unvollständiges Exemplar aus der Familie der Balaniden. Dr. Rowe fand nun mehrere Stücke, an denen die Carina, das Rostrum und die in 3—4 Kränzen an der Basis des Capitulum ziegelförmig angeordneten Schuppen erhalten sind. In einer Figur gibt Verf. eine Restauration der Art durch Hinzufügung des Latus, Scutum und Tergum. Er stellt nun dafür eine neue Gattung *Brachylepas* mit der Familie Brachylepadidae auf und gibt folgendes Schema ihrer Phylogenie:



Joh. Böhm.

K. O. Segerberg: De Anomura och Brachyura Dekapoderna inom Skandinaviens — Yngre Krita. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **22**. 1900. 347—387. Taf. 7—9.)

H. Woodward: On some crustacea collected by Miss Caroline Bibley and Miss L. Copland from the Upper Cretaceous of Faxe, Denmark. (Geol. Mag. N. S. (4.) **8**. 1901. 486—501. Taf. 12.)

Aus dem Faxe-Kalk waren bisher bekannt: **Galathea strigifera* Steenstr., **Dromiopsis rugosa* Schloth., **Dr. minor* v. Fischer-Benzon, **Dr. elegans* Steenstr. et Forchh., **Dr. laevior* Steenstr. et Forchh., **Carpiliopsis ornata* v. Fischer-Benzon und *Panopeus faxensis* v. Fischer-Benzon.

Eine Bearbeitung des im Geologischen Institut zu Lund aufbewahrten Materials von Arnetorp und Limhamn in Schonen, sowie der im Mineralogischen Museum zu Kopenhagen befindlichen Exemplare von Faxe ergab, daß die Fauna eine erheblich reichere ist, und so konnten den angeführten Arten hinzugefügt werden: **Galathea munidoides* n. sp., **Munida primaeva* n. sp., **Dromiopsis? depressa*, *Plagiophthalmus pentagonalis* n. sp., **Homolopsis transiens* n. sp., *Raninella baltica* n. sp., *Necrocarcinus senoniensis* Schlüt., *N. insignis* n. sp., *N. bispinosus* n. sp., *Titanocarcinus* sp., *Xanthilites cretacea* n. sp., *Panopeus subellipticus* n. sp., *P. incertus* n. sp., Gen. et sp. indet. Verf. tritt gegenüber de Grossouvre für das cretaceische Alter dieser Ablagerungen ein.

Die mit * bezeichneten Arten konnte Woodward auch in dem ihm übergebenen Material von Faxe feststellen und ihnen noch *Dromiopsis Birleyae* n. sp. und *Dr. Coplandae* n. sp. hinzufügen.

Joh. Böhm.

Cephalopoden.

G. Prinz: Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Frechiella*. (Földt. Közl. Budapest **36**. 1906. 155.)

Verf. beschreibt einige in den Budapester Museen vorhandene Exemplare der Ammonitengattung *Frechiella*, die sich auf *F. curvata* Prinz, *F. kammerkarensis* Stoll., *F. kammerkarensis*, n. var. *gereczensis*, *F. pannonica* n. sp. verteilen. Ferner beschreibt Verf. *Dumortieria Dumortieri*, n. var. *stricta* und *D. evolutissima* Prinz mut. *multicostata*. **V. Uhlig.**

J. Sinzow: Beschreibung einiger *Douvilléiceras*-Arten aus dem Oberen Neocom Rußlands. (Verh. k. russ. Min. Ges. **44**. Lief. 1. St. Petersburg 1906. Mit 5 Taf.)

Gegenstand der vorliegenden Arbeit bilden Sammlungen von *Douvilléiceras*-Arten aus der Unterkreide des Kaukasus, des Saratow'schen Gouvernements und von Mangyschlak, die sich im Besitze der Akademie der Wissenschaften und der Petersburger Universität befinden. Wir finden

hier folgende Arten beschrieben und abgebildet: *D. cornuelianum* d'Orb., *D. Meyendorffi* d'Orb., *D. Meyendorffi*, var. *Waageni* Anthula, *D. seminodosum* n. sp.; *D. Albrechti Austriae* Uhl., *D. pachystephanus* Uhl., *D. Martini* d'Orb., *D. subnodosocostatum* n. sp. (mit den Varietäten *pusilla* und *robusta*), *D. Tschernyschewi* n. sp. (mit den Varietäten *minuta* und *laticostata*).

Verf. vermutet, daß das merkwürdige *Aspidoceras Percevali* Uhl. zu *Douvilléiceras Meyendorffi* gehöre. So verführerisch auch diese Annahme erscheint, kann sie doch kaum aufrecht erhalten werden, denn die Lobenlinie des *Aspidoceras Percevali* ist eine echte *Aspidoceras*-Linie mit zwei subsymmetrischen dreiteiligen Lateralloben, welche mit der *Douvilléiceras*-Linie auffallend kontrastiert. Interessant ist der Umstand, daß einige dieser *Douvilléiceras*-Arten in zwei Parallelreihen von kugeligen und schlanken Gehäusen zerfallen.

Die Arbeit, die sich ihrer Anlage und ihrem Stoffe nach an die vorhergehende Arbeit des Verf.'s über evolute Ammonitiden aus dem oberen Neoeom Rußlands anschließt, enthält am Schlusse ergänzende Bemerkungen zu dieser Arbeit, betreffend das Verhältnis von *Ancyloceras Renauxi* und *A. Matheroni* zu *Toxoceras Royeri*, *T. Honnorati* und *A. gigas*, ferner die Beschreibung von *Crioceras Lahuseni* n. sp. **V. Uhlig.**

A. Fucini: Cefalopodi liassici del Monte di Cetona. Part III—V. (Palaeontogr. Italica. 9. 10. 11. Pisa 1903—05.)

Der kürzlich erfolgte Abschluß der Monographie des Verf. über die Liascephalopoden vom Monte di Cetona (dies. Jahrb. 1905. I. -175-) setzt uns in die Lage, die große Arbeit zu überblicken, die da geleistet wurde.

Im dritten Teile sind die Gattungen *Asteroceras* (mit den neuen Arten *A. Reynesi, volubile, permutatum, venustum, varians, exiguum, ceratiticum* und einigen bereits bekannten), *Schlotheimia* (mit *Schl. Boucaultiana* d'Orb., *Coquandi* de Stef., *Dumortieri* n. sp. und *Geyeri* Hyatt), *Uptonia* Buckm. mit *U.* cf. *venustula* Dum., *Gemmellaroceras* Hyatt mit *G.? Suessi* Hau., *Deroceras* Hyatt mit den neuen Arten *D. instabile, mutans, permotum, olenoptychum, asper, connexum, perisphinctoides, Pechiolii* Menegh. und *D? Gemmellaroi* Levi beschrieben.

Verf. findet die Gattungen *Deroceras, Microderoceras* und *Platypleuryceras* von *Aegoceras* s. str. wenig scharf geschieden und stellt alle Aegoceren des Mte. Cetona zu *Deroceras*. *D. instabile, mutans* und *permotum* zeigen nicht alle typischen Merkmale dieser Gattung, können aber auch nicht zu *Aegoceras* s. st. eingereiht werden.

Der vierte und fünfte Teil ist den Gattungen *Harpoceras, Hildoceras* und *Coeloceras* gewidmet. Verf. hält die Anordnung der Harpoceren noch keineswegs für abgeschlossen, wollte aber mit seinem zu wenig umfassenden Material an keine Neuordnung herantreten, sondern begnügt sich damit, die Formen vom Mte. Cetona auf die Gattungen *Harpoceras, Hildoceras* und *Lillia* aufzuteilen. Als neue Arten sind beschrieben: *Harpoceras*

Ugolinii, falcicostatum, exiguum, Marianii, pseudofieldingi, pseudofalcatum, Hildoceras falciplicatum, Bastianii, Targionii, dubiosum, rimotum. Zur Gattung *Coeloceras* gehören, wie Verf. wohl mit vollem Recht behauptet, die meisten, wenn nicht alle die Formen, für welche Hyatt die Gattung *Dactylioceras* geschaffen hat. Interessant ist die Feststellung, daß die Wohnkammer dieser Gattung außer dem letzten Umgang auch noch ein Viertel oder selbst die Hälfte des vorletzten umfaßt. Als neue Arten dieser Gattung sind beschrieben: *C. psiloceroides, asperum, aegrum, Avanzatii, fallax, simulans, sublaeve, intermedium, obesum, laevicosta, subcrassum, incertum.* Zum Schluß beschreibt Verf. *Atractites italicus* Mich. (= *A. orthoceropsis* Menegh.) und *A. Cordieri* Menegh., ferner *Nautilus Sturi* Hau. und cf. *Stoppanii* Par. und in einem Anhang *Lytoceras* cf. *Polidorii* Bon. und *Arnioceras spirale* Fuc.

Die umfangreiche Arbeit des Verf. wird sich als eine wichtige Quelle für die Kenntnis der Liascephalopoden erweisen. **V. Uhlig.**

E. Baumberger: Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. II. Die Ammonitiden der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. (Abh. schweiz. paläontol. Ges. **32**. 1905. Mit 10 Taf. Zürich 1906.)

Verf. wollte sich ursprünglich auf die Beschreibung der Fauna des Valanginien und Berriasien beschränken. Deshalb bezogen sich die stratigraphischen Mitteilungen des ersten Teiles dieser Arbeit (dies. Jahrb. 1905. I. -155-) nur auf diese beiden Stufen. Er hat nun seinen Plan durch die Einbeziehung des Hauterivien in dankenswerter Weise erweitert und mußte demgemäß in den zweiten Teil einen stratigraphischen Abschnitt über das Hauterivien einschalten. Man findet darin die Sedimentmächtigkeiten und deren fazielle Abänderungen übersichtlich dargestellt und zahlreiche Lokalprofile eingehend beschrieben.

Im paläontologischen Teile nimmt die Darstellung der *Leopoldi*-Reihe einen großen Raum ein. Verf. charakterisiert diese merkwürdige Reihe sehr eingehend und verwendet hierfür die Gattungsbezeichnung *Leopoldia*. Zu dieser Gattung sind folgende Arten gestellt: *Leopoldia Leopoldi* d'Orb. sp., *L. Lorioli* Baumb. n. sp., *L. Buxtorfi* n. sp., *L. Kiliani* v. Koen., *L. Renevieri* n. sp., *L. mucronata* n. sp., *L. incerta* n. sp., *L. castellanensis* d'Orb. sp., *L. neocomiensis* n. sp., *L. hoplitoides* n. sp. Die Frage, ob ein Zusammenhang zwischen *Hoplites radiatus* und *Leopoldi* besteht, wie Pictet annahm, finden wir hier nicht erörtert, aber aus der Darstellung geht wohl hervor, daß dieser Zusammenhang nicht besteht. Für die *Leopoldi*-Gruppe und deren Verwandte verwendete v. Koenen die Bezeichnung *Hoplitides*, Ref. die Bezeichnung *Solgeria*[1].

[1] Als Ref. den Namen *Solgeria* (Sitz.-Ber. k. Akad. Wien. 1905. 114. Abt. I. 34) einführte, war er der Meinung, daß v. Koenen's *Hoplitides* dieselbe Gattung bilde wie v. Koenen's *Hoplitoides*, da beide Namen dieselbe Ableitung haben und dasselbe besagen. Später bemerkte Ref., daß

Der Umfang der Gattung *Leopoldia* ist wesentlich enger als der von *Solgeria* und es wird wohl erst die Zukunft zeigen, welche von beiden Fassungen vorzuziehen ist und ob beide vielleicht nebeneinander bestehen können. Der Artname *neocomiensis* für eine dieser Leopoldien hätte, da es doch eine nahe verwandte Art desselben Namens, *Hoplites neocomiensis*, gibt, besser vermieden werden sollen; ein Autor, der die Gattung *Leopoldia* oder *Solgeria* nicht annimmt, müßte dieser Art einen neuen Namen erteilen, um davon sprechen zu können, und diese Möglichkeit liegt doch sehr nahe. Ebenso könnte die spezifische Bezeichnung *Hoplitoides* zu Mißverständnissen Anlaß geben.

Nebst den genannten *Leopoldia*-Arten sind beschrieben: *Hoplites biassalensis* Karak. (= *Brandesi* v. Koen.), *H. Leenhardti* Kil., *H.* aff. *Dalmasi* Pict., *H. Albini* Kil., *H. Thurmanni* Pict. et Camp., *H. Desori* Pict. et Camp., *H. Arnoldi* Pict. et Camp., *H. Schardti* Baumb. n. sp., *H. Karakaschi* Uhl., *H. douannensis* n. sp., *H. syncostatus* Baumb. n. sp. (= *Hoplitides* aff. *Arnoldi* v. Koen.), *H. dubisiensis* n. sp., *H. Rollieri* n. sp., *H. obliquecostatus* n. sp., *Saynoceras verrucosum* d'Orb., *Desmoceras Beudanti* d'Orb. Eine Anzahl dieser Hopliten, wie *Hoplites Leenhardti*, *H. biassalensis* sind nach Auffassung v. Koenen's und des Ref. zu *Solgeria* zu stellen. *H. Schardti* dürfte zu der Untergattung *Sarasinella* des Ref. gehören. Von Interesse ist das Vorkommen des *Desmoceras Beudanti* im Hauterivien, da man diese Art bisher dem Aptien und Gault zugeschrieben hat. Der Schlußteil der Arbeit soll im nächsten Bande der „Abhandlungen" erscheinen. **V. Uhlig.**

Zweischaler.

A. Fucini: Lamellibranchi di Lias inferiore e medio dell' Appennino centrale. (Mem. soc. Tosc. sc. natur. **21**. Pisa 1905. 26. Mit 1 pal. Taf.)

Die vorliegende Arbeit enthält die Beschreibung der unter- und mittelliassischen Lamellibranchiaten des Zentralappennins, soweit sie im Pisaner Museum vertreten sind. Die unterliassischen Formen, und zwar: *Pecten Hehlii* d'Orb., *Avicula Argia* Can., *Av. cassianelloides* Can., *Av. sinemuriensis* d'Orb., *Modiola appenninica* Can., *Myoconcha* cf. *scabra* Terq.-Piette und *Pholadomya corrugata* Koch-Dunk., sind zur präziseren Feststellung des Horizontes nicht geeignet. Bessere Bedingungen bieten diesbezüglich die mittelliassischen Formen. Man kann *Pecten Rusconii* Can. in sch., *P. Stoliczkai* Gemm., *P. flusorensis* Can. in sch., *P. Ponzii* Gemm.

---

v. Koenen mit *Hoplitides* doch etwas anderes, wenn auch ähnliches verstanden wissen wollte wie mit *Hoplitoides*. Da beide Namen aber sprachlich, wie gesagt, identisch sind, können sie nicht für verschiedene Ammonitengattungen gleichzeitig verwendet werden. Der Name *Hoplitoides* hat den Formen vom Mungo zu verbleiben, während an Stelle von *Hoplitides* *Solgeria* treten kann.

und *Diotis Janus* dem tieferen, *Lima Canavarii* n sp., *L.* cf. *densicosta* Qu., *Mytilus appenninicus* Can. in sch., *Nucula appenninica* n. sp., *N. simplex* n. sp., *Sphaeriola? acsinense* Can. in sch., *Tancredia? recinense* Can. in sch., *Ceromya Battelii* n. sp. und *Neaera? liasina* Can. in sch. dem höheren Teile des Mittellias zuschreiben. Die Formen der Oberregion des Mittellias (Domeriano) sind durchweg neu, ihr Alter ist durch begleitende Ammoniten sichergestellt. Die beigegebene Tafel enthält vorzügliche Abbildungen sämtlicher Arten. **V. Uhlig.**

Pflanzen.

H. Potonié: Über die Flora der Etage H. In J. J. Jahn: Über die Etage H im mittelböhmischen Devon. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. in Wien. 1903. No. 4. 76—77.)

H. Potonié et Ch. Bernard: Flore Dévonienne de l'étage H de Barrande. Avec 156 fig. dans le texte. (Suite de l'ouvrage: Système silurienne du centre de la Bohème par Joachim Barrande, edité aux frais du fonds Barrande. Leipzig.)

Diese beiden Arbeiten behandeln die Flora der Schichten H bei Srbsko, Hostim, Karlstein etc. Sie besteht aus folgenden Elementen:

1. *Spiropteris hostimensis* P. et B. (= *Fucoides hostinensis* Barr. z. T., *Hostinella hostinensis* Barr. bei Stur z. T. etc.): Farnwedelstücke mit noch eingerollten Fiedern.

2. *Rhodea (?) hostimensis* P. et B. (= *Hostinella hostinensis* Barr. bei Stur z. T. etc.): Sehr *Rhodea*-(Farn-)ähnliche Reste; sie erinnern an *Rhodea Condensorum* aus dem Lenne-Schiefer etc.

3. *Hostimella hostimensis* (Barr.) P. et B. (= *Haliserites zonarioides* Krejči z. T. etc.):

α. typica: dichotom-fiederig verzweigte Achsen mit knospenähnlicher Bildung am Grunde der Zweigglieder;

β. rhodaeformis: wie vorher, aber ohne „Knospen" oder diese kaum angedeutet oder selten vorhanden. Stärker verzweigt.

4. cf. *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeiller (= *Calamites transitionis*).

5. *Pseudosporochnus Krejčii* (Stur ex parte) P. et B. (= *Chondrites verticillatus* Krejči, *Hostinella hostinensis* Barr. bei Stur z. T., *Sporochnus Krejčii* Stur): Pflanzen mit großen bis rund 2 dm breiten Stämmen, die unten auffällig verbreitert und oben fächerig-dichotom verzweigt sind und endlich in ganz feine, fiederig gestellte Endigungen ausgehen, die an ihrem Gipfel meist schwach keulenförmig anschwellen (Sporangien?). Stammoberfläche knorrioid vom Typus des *Knorria acicularis*.

6. *Protolepidodendron Karlsteini* P. et B. (= *Protolepidodendron Scharyanum* (Krejči z. T., *Chauvinia Scharyana* Stur z. T.): Schmale Sprosse mit dichtgedrängten oval-lanzettlichen, schuppenförmigen Blättern. Sproßoberfläche lepidendroid gepolstert.

7. *Protolepidodendron Scharyanum* (Krejči z. T.) P. et B. (= *Chauvinia Scharyana* Stur z. T., *Dicranophyllum australicum* Dawson, *Bothrodendron brevifolium* Nathorst). Wie vorher, aber die Blätter schmal und an der Spitze einmal gegabelt.

8. *Ulodendron (?) hostimense* P. et B. Dicke, dichotom verzweigte Achsen mit ulodendroiden Malen.

9. *Lycopodites hostimensis* P. et B. *Lycopodium*-ähnliche Reste mit Sporangien.

10. *Barrandeina Dusliana* (Krejči) Stur z. T. (= *Protolepidodendron Duslianum* Krejči z. T.): Dichotom verzweigte Stammreste, oft im *Aspidiaria*- und *Bergeria*-Erhaltungszustande, mit Blättern vom *Ginko*-Typus.

11. *Psilophyton spinosum* (Krejči) P. et B. (= *Haliserites spinosus* Krejči z. T., *Protolepidodendron Duslianum* Krejči z. T., *Lessonia bohemica* Stur z. T., *Fucus Novaki* Stur z. T., *Barrandeina Dusliana* Stur z. T.): Dicke Sprosse, mit schuppenförmigen, in Spiralstellung stehenden Blättern besetzt; durch die Sprosse zieht sich oft eine gut erhaltene Achse (Bündel oder Mark?).

12. *Psilophyton bohemicum* (Stur) P. et B. (Synonym wie unter 11): Wie vorher, aber Blätter (resp. Anhänge) in Wirteln.

13. *Coniferites Fritschi* P. et B. Koniferenähnliche Zweige, im Habitus ähnlich dem von Saporta als *Pachyphyllum crassifolium* bezeichneten Reste.

Nach Potonié handelt es sich in dieser Flora in keinem Falle um eine solche von Algen, wie das Stur wollte, sondern um allochthone Reste von Landpflanzen. Sicher sind unter diesen Farnreste (No. 1), wahrscheinlich solche von Lepidophyten, und zwar vielleicht von Bothrodendraceen (No. 6, 7, 8), ferner, wie es scheint, von Ginkoceen (No. 10) und Koniferen (No. 11 und 12).

Die Untersuchung der kohligen Bedeckung einiger Reste ergab das Vorhandensein von Holzelementen, insbesondere von schön erhaltenen Hydrosteroiden (Tracheiden) mit gehöften Tüpfeln (No. 5), wie sie bei den Psilotaceen vorkommen, ferner von Netz- und Treppenhydroiden.

Sterzel.

Mineralogie.

Allgemeines. Kristallographie. Flüssige Kristalle.

F. Rinne: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen. (Deutsche Bauztg. 1905. 7 p.; ebenso Zeitschr. f. prakt. Geol. **13**. 1905. p. 193—206. Mit 20 Abbild. im Text.) [Vergl. auch das folgende Ref.]

„Der Unterricht an den technischen Hochschulen hat bekanntermaßen den Zweck, künftigen Architekten, Bauingenieuren, Maschineningenieuren, Elektrotechnikern sowie Chemikern, an einigen Anstalten auch Hüttenleuten, beim Studium ihrer Fächer Anleitung zu geben." Es besteht also nicht die Aufgabe (außer Chemikern) auch Naturwissenschaftler heranzubilden. Den verschiedenen Bedürfnissen der genannten Abteilungen von Zuhörern entsprechend pflegt der naturwissenschaftliche Unterrricht ebenfalls verschieden zu sein, anders für Architekten als für Chemiker etc. und dies gilt namentlich auch bei der Mineralogie und Geologie. Die vornehmste Sorge der Lehrer muß sein, daß trotz dieser Spezialisierung die allgemeine wissenschaftliche Grundlage erhalten bleibt und so ein handwerksmäßiger Betrieb vermieden wird. Aus dem schier unerschöpflichen Stoffe der gesamten Wissenschaft ist dann für die Schüler (es handelt sich dabei allein um die Studierenden der Architektur, der Bau-Ingenieur-Wissenschaft und der Chemie) das lehrhafteste und nützlichste auszuwählen, in technisch wirksamster Weise vorzutragen und in Übungen zu behandeln. Verf. zeigt dann auf sehr interessante Weise im einzelnen, wie alle Teile der Mineralogie und Geologie dem Techniker für sein Fach Nutzen bringen können, die geometrische Kristallographie wie die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung der Mineralien, die systematische Mineralogie, die Betrachtung von Gesteinsdünnschliffen unter dem Mikroskop, die Trennung der Gesteinsgemengteile nach dem spezifischen Gewicht, und nach dem magnetischen Verhalten, die Lagerung der Gesteine, die Wasserverteilung in der Erdkruste, die Formationskunde und anderes mehr. Alles wird durch zahlreiche lehrreiche und zweckmäßig ausgewählte Abbildungen erläutert. Für Einzelheiten muß aber dabei auf den Text verwiesen werden. **Max Bauer.**

Hippolyt Haas: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an technischen Hochschulen und Universitäten. (Hochschulnachrichten, Febr. u. März 1906. No. 185—186. Sep.-Abz. 16 p.) [Vergl. das vorhergehende Ref.]

Verf. nimmt Bezug auf die entsprechende Abhandlung von F. Rinne (vergl. das vorhergehende Ref.) und die akademische Festrede von K. Oebbeke vom 10. Dezember 1902 (Beilage zur Allg. Zeitung No. 284, 11. Dezember 1902) und betont die dringende Notwendigkeit eines ausgiebigen Unterrichts in der Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen, weil keine andere Wissenschaft außer der Chemie [und wohl auch der Physik. Ref.!] so direkt der Industrie, der Technik und der Landwirtschaft zugute kommt wie sie. Er tritt dann der Frage näher, wie es sich damit an den Universitäten verhält und betont zunächst, daß auch hier die Wissenschaften nicht ausschließlich um ihrer selbst willen, sondern vielfach ebenfalls zu einem ganz bestimmten Zweck des künftigen Broterwerbes betrieben werden und daß die Vorlesungen und Uebungen an den Universitäten dem Rechnung tragen müssen. Nur die Berufszweige, für die die Universitäten zu sorgen haben, sind im allgemeinen andere als bei den technischen Hochschulen. Es werden dann unter Hervorhebung von manchen Mißständen eingehend die Stellung der Mineralogie und Geologie im Oberlehrerexamen und an den höheren Schulen besprochen (vergl. hierzu: J. Petersen, dies. Jahrb. 1901. I. -205-) und betont, daß eine allgemeine Kenntnis des geologischen Aufbaus des Heimatlands zur allgemeinen Bildung gehöre und viel verbreiteter sein müßte, als sie es vielfach tatsächlich ist, und darauf hingewiesen, daß mineralogische und geologische Kenntnisse auch für Theologen und Juristen von erheblicher Bedeutung sein können. Verf. erinnert in dieser Beziehung an die Rolle, die gerade Theologen bei der geologischen Erforschung seines Heimatlandes Württemberg gespielt haben, sowie daran, daß noch jetzt von Regierungs wegen Wünschelrutenmänner zur Aufsuchung von Quellen ausgesandt werden. **Max Bauer.**

G. Friedel: Sur la loi de Bravais et la loi des macles dans Haüy. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 6—12. 1905.)

Es werden einige Beläge dafür mitgeteilt, daß bereits Haüy einen Zusammenhang zwischen Größe und Form seiner molécule soustractive (der Masche des Gitters entsprechend) und der Art der Spaltung annahm; daß er ferner auch schon bemerkte, daß manchmal Flächen von Kristallteilen, die sich in Zwillingsstellung befinden, gleichwohl auch in bezug auf den Hauptteil dem Gesetz der Dekreszenzen gehorchen. **O. Mügge.**

Fred Eugene Wright: The determination of the optical character of birefracting minerals. (Amer. Journ. of Sc. **20**. p. 285—296. 1905. Mit 6 Fig.)

Verf. erwähnt die bekannten Methoden zur Bestimmung der Doppelbrechung auf Platten senkrecht zu Mittellinien und ferner den Umstand, daß bei Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse die 45° zu den Nicolhauptschnitten bildende Barre nach der ersten Mittellinie zu konvex ist und daß beim Einschieben eines Blättchens vom Rot erster Ordnung, dessen kleinste Elastizitätsachse parallel der Ebene der optischen Achsen verläuft, die konvexe Seite blau erscheint, falls negative Doppelbrechung vorliegt; bei positiver Doppelbrechung liegt das Blau an der konkaven Seite. Auf Platten parallel zur Ebene der optischen Achsen findet man die Richtung der ersten Mittellinie, wie folgt. Dreht man die Platte aus der Dunkelstellung um einen kleinen Winkel heraus, so verschwinden die dunklen Hyperbeln aus dem Gesichtsfelde in Richtung der ersten Mittellinie. Anderseits beobachtet man in der Diagonalstellung der Platte die Interferenzfarben korrespondierender Punkte in anliegenden Quadranten: die Punkte in Richtung der ersten Mittellinie zeigen die niedrigeren Interferenzfarben. Der Charakter der so aufgefundenen Mittellinie bestimmt sich dann leicht wie üblich. **F. Rinne.**

O. Lehmann: Näherungsweise Bestimmung der Doppelbrechung fester und flüssiger Kristalle. (Annalen d. Phys. (4.) **18**. p. 796—807. 1905.) [Siehe das folgende Ref.]

Zur annähernden Bestimmung der Doppelbrechung füllt Verf. mit der zu prüfenden Substanz den Zwischenraum zwischen einer planparallelen Platte und einer plankonvexen Linse, deren Krümmungsmaß bekannt sein muß, aus. Aus dem Abstand der Ringe, welche sich zwischen gekreuzten Nicols bilden, kann nicht nur auf die Doppelbrechung, sondern auch auf die Struktur des Versuchsobjekts geschlossen werden. Denn ungestört ist das Ringsystem nur, wenn alle Partien der doppeltbrechenden Substanz sich in paralleler Stellung befinden; da diese Bedingung bei Schmelzen, welche zwischen den Gläserr erstarrt sind, höchstens näherungsweise erfüllt wird, treten Störungen im Ringsystem (vom Verf. als „Verwerfungen" bezeichnet) auf. Besonders geeignet und am wenigsten diesen Störungen ausgesetzt ist diese Methode zur Untersuchung flüssiger Kristalle und führt hierbei zu Resultaten, welche mit den nach der Suspensionsmethode vom Verf. gewonnenen gut übereinstimmen. **E. Sommerfeldt.**

O. Lehmann: Drehung der Polarisationsebene und der Absorptionsrichtung bei flüssigen Kristallen. (Ann. d. Phys. (4.) **18**. p. 808–810. 1905.)

Wenn eine flüssigkristallinische Substanz zwischen gekreuzten Nicols nach der in der vorigen Arbeit des Verf.'s (vergl. vorhergehendes Ref.) benutzten Methode untersucht wird, so zeigen sich nur, solange die Adhäsion zwischen Glas und doppeltbrechender Substanz nicht aufgehoben ist, diejenigen Interferenzringe, welche der eigentlichen Doppelbrechung ent-

sprechen. Wird durch Zusatz von Xylol, Öl oder Kolophonium die Adhäsion aufgehoben, so ist die Substanz zugleich ihrer einheitlichen Anordnung beraubt und es kann nur noch die durch Drehung der Polarisationsebene bedingte Interferenzerscheinung sich geltend machen. Durch diese Zusätze tritt nach der Auffassung des Verf.'s zugleich eine Drehung in der Molekularstruktur und der Richtung der stärksten Absorption hervor.

E. Sommerfeldt.

O. Lehmann: Die Gleichgewichtsform fester und flüssiger Kristalle. (Annalen d. Phys. (4.) **17**. p. 728—735. 1905.)

Da die Löslichkeit, Schmelztemperatur und Dampftension der Kristalle nicht vektorielle Eigenschaften sind (wie manchmal immer noch behauptet wird), sondern skalare Beschaffenheit zeigen dürften, so nehmen frei bewegliche Tropfen flüssiger Kristalle Kugelgestalt an. Bei denjenigen Substanzen, deren Elastizitätsgrenze im festen Zustand nicht wie bei den flüssigen Kristallen gleich Null ist, wird eben hierdurch sowie auch durch die Adsorptionskraft, welche den Ansichten des Verf.'s zufolge von der Richtung abhängt, die Polyederform der gewöhnlichen Kristalle hervorgebracht.

E. Sommerfeldt.

Carl Bühner: Beiträge zur Kenntnis der kristallinischen Flüssigkeiten. Dissertation. Marburg 1906. 45 p. 1 Taf.

Durch vorliegende Untersuchung werden einige Ergebnisse der Arbeit von Eichwald (dies. Jahrb. 1905. II. -171-) nachgeprüft, die physikalischen Konstanten von Anisaldazin ermittelt und die Frage geprüft, ob Homogenität des trüben Schmelzflusses besteht und ob die Diskontinuität beim Übergang der anisotropen Phase in die isotrope unabhängig von der Versuchsanordnung, also lediglich durch den Stoff bedingt ist.

Die Beobachtungen und Messungen, die z. T. bereits in dem Werk von R. Schenck (dies. Jahrb. 1906. II. -172-) mitgeteilt sind, gestatten den Schluß, daß die Trübung der anisotropen Phase nicht durch chemische Veränderung oder isomere Umlagerung bedingt sein kann, daß also die Substanz in der anisotropen Modifikation als homogen zu betrachten ist. Ferner kann aus den geringen Abweichungen der Werte für die molekularen Oberflächenenergien der beiden Flüssigkeitsarten sowie ihrer Temperaturkoeffizienten der Schluß gezogen werden, daß auch die Molekulargewichte in den beiden Phasen nicht erheblich voneinander abweichen können. Die Darstellungsweise und Untersuchungsmethoden der Körper wolle man im Original nachsehen. Am Schluß werden einige Beobachtungen über das optische Verhalten von p-Azoxyanisol in der doppelbrechenden flüssigen Phase und über p-Azoxyzimtsäureäthylester mitgeteilt; in bezug auf das erstere bringen sie gegenüber den Beschreibungen von O. Lehmann nichts Neues, das eigenartige Verhalten des letzteren Körpers ist von O. Lehmann eingehend geschildert worden (siehe das folgende Ref.), die Abbildung ist hier mißlungen.

R. Brauns.

O. Lehmann: Fließend-kristallinische Trichiten, deren Kraftwirkungen und Bewegungserscheinungen. (Annalen d. Phys. (4.) **19**. p. 22—35. 1906.)

—: Homöotropie und Zwillingsbildung bei fließend-weichen Kristallen. (Ebenda. **19**. p. 1—9.)

—: Scheinbar lebende weiche Kristalle. (Chemiker-Zeitung. 1906. 30. No. 1.)

Die Substanz, auf welche sich die Untersuchungen beziehen, ist Para-azoxyzimtsäureäthylester (vorhergeh. Ref.). Diese Substanz tritt zwischen 140° und 248° in einer fließend-kristallinischen Modifikation auf, die nach Versuchen von Schenck etwa gallertartige Konsistenz besitzt. Die Erscheinungen, namentlich die bewegenden Kristalle, zeigen sich nur dann, wenn relativ viel Lösungsmittel (etwa Monobromnaphthalin) zugesetzt wird, welches, wie aus der verminderten Zähigkeit hervorgeht, von den bei niedrigerer Temperatur zur Ausscheidung gelangenden fließenden Kristallen in geringem Maße aufgenommen wird. Auch hier wäre also die Trichitenbildung durch Aufnahme eines fremden Stoffes verursacht. Von Vorteil ist, wenn man noch andere Stoffe zusetzt, die sich in geringem Maße mit der fließend-kristallinischen Substanz mischen können, wie Paratoluylsäure, Azoxyphenetol u. a., weil dadurch die Dimensionen der Gebilde etwas wachsen und die Schnelligkeit der Bewegungen abnimmt.

Wird das Präparat unter Deckgläschen nur so stark erhitzt, daß die fließend-kristallinische Modifikation entsteht, so erscheint die Masse zunächst dunkel, da sich infolge der Homöotropie (hierunter versteht Verf. die besonders bei fließend-weichen Kristallen zu beobachtende Erscheinung, daß bei plastischer Deformation die ausgezeichneten Bildungen im Kristall, z. B. die Achsen der Indikatrix, sich nach den Druckrichtungen orientieren, gewöhnlich dazu parallel oder senkrecht werden) die Molekeln so richten, daß die optische Achse überall senkrecht zur Glasfläche steht. Bei stärkerem Erwärmen treten plötzlich da und dort kreisrunde Flecke mit schwarzem Kreuz auf, die immer zahlreicher werden, bis die ganze dunkle Masse verschwunden ist. Um die beweglichen Kristalle zu erhalten, muß man die Substanz mit einer Spur Lösungsmittel befeuchten und nahe, aber nicht ganz, bis zum Schmelzen erhitzen. Bei der Abkühlung erscheinen zunächst polyedrische Kristalle, die bei Berührung zusammenfließen und sich in der Hauptsache wie früher beschriebene fließende Kristalle verhalten; wir verweisen in bezug hierauf auf die Abhandlungen. „Völlig neu und für den Beobachter geradezu verblüffend ist dagegen das plötzliche Auftreten von Trichiten sowie deren merkwürdige Bewegungs- und Umwandlungserscheinungen, verbunden mit Kraftwirkungen, und das ebenso plötzliche rätselhafte Verschwinden dieser Trichiten: . . Eine gleich merkwürdige und überraschende Erscheinung, bei welcher die Kristalltropfen gewissermaßen Leben gewinnen, und die Fähigkeit fortgesetzter scheinbar willkürlicher Gestaltsänderung und Bewegung ohne merkliche Änderung der Umstände, ist mir bisher nicht vorgekommen. Das sorgfältige Studium dieser Phänomene dürfte möglicherweise zur Aufklärung über die bei

analogen Vorgängen im Reiche der Organismen tätigen Kräfte beitragen können.“ Es bilden sich fast kugelrunde Tropfen mit einer Abplattung an einem Ende, ihr Zusammenfließen wird mit der Kopulation bei Organismen verglichen. Beim Wachstum eines einfachen Tropfens kann die Abplattung plötzlich in eine Vorwölbung übergehen, es entsteht eine Knospe, die häufig zu einer mit außerordentlicher Geschwindigkeit hervorschießenden Schlange wird, die sich windet und krümmt wie ein Wurm und heftig schlängelnde Bewegungen ausführt. Da sie nun in die Länge wächst, obschon das Material von den Seitenflächen aufgenommen wird, so liegt hier eine Art von Wachstum durch Intussuszeption vor. Die Schlangen erreichen zuweilen so große Ausdehnung, daß sie, einen Knäuel bildend, das ganze Gesichtsfeld des Mikroskops erfüllen, aber plötzlich sind sie verschwunden, sie haben sich momentan zu einer Kugel kontrahiert, welche durch den auftretenden Stoß fortgeschleudert wird. Ein anderer Tropfen zieht sich einfach in die Länge und bildet sich in ein bakterienartiges Stäbchen um, welches imstande ist, selbständig zwischen anderen hindurch vorwärts und rückwärts zu kriechen. Die Bewegungsvorgänge und Kraftäußerungen machen auf den Beobachter den Eindruck, als habe er einen von Infusorien erfüllten Wassertropfen vor sich. Sehr häufig sieht man von einer Schlange plötzlich eine dünnere hervorschießen, aus dieser eine noch dünnere usw. oder ein Tropfen verwandelt sich in ein Gebilde wie ein Samenfaden mit einem sich äußerst fein verjüngenden, sich schlängelnden Schweife. Ebenso häufig ist auch der Fall, daß die Teilung vollständig stattfindet, so daß die beiden Teile genau gleiche Form und Struktur annehmen wie das ursprüngliche Stäbchen, ein Analogon der Zellteilung.

Die sehr mannigfaltigen zierlichen Formen werden auf zwei, den beiden ersten Abhandlungen beigegebenen Tafeln durch nahezu 100 Abbildungen veranschaulicht.

[Anm. d. Ref. Der Gefälligkeit meines verehrten früheren Kollegen O. Lehmann verdanke ich einige Präparate und ich habe alle wesentlichen Erscheinungen gesehen; das Bild ist durch den steten Wechsel äußerst anziehend. Ref. würde aber doch Bedenken tragen, die Analogie mit lebenden Formen so stark zu betonen. Es ist immer festzuhalten, daß die Erscheinungen nur bei hoher Temperatur und nur innerhalb eines kleinen Temperaturintervalles und nur dann eintreten, wenn die Substanz mit geringer Menge eines Lösungsmittels versetzt ist. Eine geringe Änderung in der Öffnung des Mikrogashahns, ein minimaler Luftzug genügt, eine Änderung der Erscheinung in dem einen oder anderen Sinn herbeizuführen. In einem gegebenen Moment bei hoher Temperatur ist von alledem nichts zu sehen; man dreht den Gashahn etwas enger und die Kugeln treten auf, in einem Augenblick wimmelt es von Kugeln, Stäbchen und Würmchen durcheinander, und hält man jede Abkühlung fern, so kann man die Erscheinungen mit Muße betrachten, steigert man die Temperatur um ein Geringes, so verschwinden sie sehr schnell, ebenso hört bei fallender Temperatur die Bewegung auf und das Präparat zeigt nichts Auffallendes

mehr. Inwieweit von „selbständiger“ Bewegung wirklich die Rede sein kann, mag dahingestellt bleiben, bei den Kugeln ist die Bewegung z. T. nur eine scheinbare, indem momentan hier ein Tröpfchen vergeht, dort entsteht. Ref. hat mehr die Auffassung gewonnen, als ob es sich bei den Änderungen, die innerhalb der geschmolzenen bezw. fließenden Masse vor sich gehen, mehr um einen Entmischungsvorgang handle, indem sich Kristallsubstanz mit Lösungsmittel in wechselnder Weise bei wechselnder Temperatur vereinigt und trennt. Man muß immer bedenken, daß das Präparat fortdauernd stark und ungleichmäßig erhitzt wird, unten und in der Mitte stärker als oben und am Rande, und die zugeführte Wärme und ungleiche Erwärmung wohl eine Quelle der im ganzen doch nur sehr geringen Bewegungsenergie und Ursache der eintretenden Änderungen sein kann.] **R. Brauns.**

R. Schenck: Über die Natur der kristallinischen Flüssigkeiten und der flüssigen Kristalle. (Zeitschr. f. Elektrochemie. 1905. No. 50. p. 951—955.)

O. Lehmann: Bericht über die Demonstration der flüssigen Kristalle. (Ebenda. p. 955—956.)

Auf der Versammlung der Deutschen Bunsengesellschaft für angewandte physikalische Chemie hat die Natur der kristallinischen Flüssigkeiten und der flüssigen Kristalle zur Diskussion gestanden, namentlich hatte O. Lehmann es übernommen, die Erscheinungen durch Projektion vorzuführen. Als Einleitung zu diesen Demonstrationen hat R. Schenck eine kurz gedrängte Übersicht über die Eigenschaften dieser Körper gegeben, dabei namentlich die Differenzpunkte zwischen den Anschauungen von O. Lehmann und R. Schenck auf der einen, von Quincke und Tammann auf der anderen Seite scharf hervorgehoben.

Nach der Demonstration, die vorzeitig abgebrochen werden mußte, wendete sich O. Lehmann gegen die von Tammann erhobenen Bedenken und suchte sie zu widerlegen. Die Frage nach der Natur der flüssigen Kristalle soll nun durch eine Kommission geprüft werden.

R. Brauns.

Einzelne Mineralien.

H. Moissan: Sur quelques expériences nouvelles relatives à la préparation du diamant. (Compt. rend. **140**. p. 277—283. 1905.)

Die neuerliche Untersuchung des Meteoreisens von Cañon Diablo (dies. Jahrb. 1906. I. -187-; Ref. nach Compt. rend. **139**. p. 139, 773. 1904; **140**. p. 71. 1905) hat Verf. veranlaßt, seine Untersuchungen über die künstliche Darstellung des Diamants wieder aufzunehmen, namentlich, da es möglich schien, daß Schwefel die Verdrängung des Kohlenstoffs aus dem Eisen unterstützte, auch Silicium und Phosphor dabei vielleicht in

Betracht kamen. Es wurden nun 150 g schwedisches Eisen im elektrischen Ofen geschmolzen und mit Zuckerkohle gesättigt, dann 5 g FeS zugesetzt, welche sich alsbald unter Aufschäumen auflösten. In der, der Abkühlung an der Luft überlassenen Schmelze wurden nach dem Auflösen, der Oxydation und schließlichen Entfernung des Graphit etc. niemals Diamanten gefunden, wohl aber, wenn dieselbe Schmelze schnell in kaltem Wasser geglüht wurde. Die Menge der so erhaltenen Diamanten ist etwas größer als früher und steigt noch etwas bei Zusatz von etwas Silicium, indessen erschwert in letzterem Falle die große Menge des entstandenen Carborund seine Isolierung. Die Ausbildung dieser Diamanten ist weniger regelmäßig als bei den früheren, Oktaeder und Tropfen sind seltener, ihre Größe (bis 0,75 mm) im Mittel etwa dieselbe wie im Eisen von Cañon Diablo; sie sind wie die natürlichen meist schwach anomal doppelbrechend. Bei zwei Versuchen wurde unter sonst gleichen Bedingungen der Schmelze Eisenphosphür zugesetzt, indessen keine Diamanten erhalten.

O. Mügge.

A. Leduc: Sur le diamagnetisme du bismuth. (Compt. rend. **140**. p. 1022. 1905.)

Läßt man geschmolzenes Wismut in genau kugeligen Ballons von ca. 2 cm Durchmesser im elektromagnetischen Felde erstarren und vermerkt die Stellung der Kugel zu den Kraftlinien, so zeigt sich, daß diese Stellung dieselbe ist, welche die Kugel auch nach der Erstarrung, drehbar aufgehängt, in demselben Felde annimmt. Es wird daraus geschlossen, daß beim Wachstum der Kristalle im elektromagnetischen Felde jeder Kristall sich so zu orientieren strebt, wie es nach seiner Isolierung eine aus ihm geschliffene Kugel tun würde. Nähere kristallographische Angaben werden vom Verf. (der Wismut als regulär betrachtet) nicht gemacht.

O. Mügge.

H. Moissan: Sur l'augmentation de volume de la fonte liquide saturée de carbone au four électrique, au moment de la solidification. (Compt. rend. **140**. p. 185—192. 1905.)

Der im Innern einer schnell, etwa in Wasser, abgekühlten und erstarrenden Eisenschmelze entstehende Druck, den Verf. bekanntlich als wesentlich für die Abscheidung eines Teiles der Kohle als Diamant betrachtet, hängt von 3 Faktoren ab: 1. von dem in der Schmelze gelösten, im Moment der Erstarrung ausgeschiedenen Gas; 2. von der Kontraktion der äußeren erkalteten und erstarrten Teile; die Temperatur im Innern unter der schon schwarz gewordenen Oberfläche ist in der Tat noch so hoch, daß das Eisen noch wieder aufglüht, wenn man es bald wieder aus dem Wasser nimmt; 3. von der von vielen Beobachtern angegebenen Ausdehnung der Schmelze beim Festwerden. Diese Ausdehnung tritt indessen nicht ein bei reinem, wohl aber bei mit Kohle gesättigtem Eisen, wie aus folgendem Versuche des Verf.'s hervorgeht. Schwedisches Eisen, das in

einem Magnesiatiegel (der vom Schmelzfluß nicht benetzt wird) möglichst schnell geschmolzen wird, erstarrt mit durchaus glatter Oberfläche; mit Zuckerkohle versetzte und im Graphittiegel geschmolzene und abgekühlte Schmelze dagegen (mit ca. 8 % C) durchbricht ihre erstarrende Oberfläche noch ein oder mehrere Male, indem sie große Mengen der flüssigen Masse nach außen drängt, ohne daß dabei ein Spratzen zu beobachten wäre, wie denn auch durchschnittene Gußproben zeigen, daß nur vereinzelte Gasbläschen ausgeschieden sind, welche zum Volumen der herausgedrängten Schmelzmasse in keinem Verhältnis stehen (derartige Güsse enthalten keine Diamanten). Da der Schmelzpunkt der inneren Masse durch Druck erniedrigt wird, muß sie, falls es ihr gelingt, die festgewordene Hülle zu sprengen, dann doch besonders schnell erstarren. **O. Mügge.**

G. Chr. Hoffmann: Souesite, a native iron-nickel alloy occurring in the auriferous gravels of the Fraser, province of British Columbia. (Amer. journ. of sc. **19**. p. 319—320. 1905.) [Siehe die beiden folgenden Ref.]

Beim Waschen auf Gold im Fraser-Fluß, zwei miles unter Lillooet, Lillooet District, in der Provinz Britisch-Columbien, fand sich im Rückstand der behandelten Massen ein feiner, schwerer, grauer, metallischer Sand, der sich als wesentlich zusammengesetzt erwies aus kleinen, sehr unregelmäßig gestalteten, verrundeten Körnern von Eisennickel und glatten, runden Platinblättchen. Ferner fanden sich in ihm unregelmäßige Körner von Iridosmium, etwas Gold, verrundete Magnetitkristalle, kleine Ilmenitkörner und etwas Quarz sowie Granat.

Die Eisennickelkörnchen waren höchstens $1\frac{1}{2}$ mm groß, schwach gelblich stahlgrau, stark magnetisch, hämmerbar. Spez. Gew. bei 15° C. 8,215. Wenig in kalter, langsam in warmer Salzsäure, leicht in warmer Salpetersäure löslich. Analyse (Durchschnitt von zwei gut übereinstimmenden Ergebnissen): 75,50 Ni, — Co, 22,02 Fe, 1,20 Cu, 1,16 Unlösliches, Sa. 99,88. Aufgerechnet auf 100 %: 76,48 Ni, 22,30 Fe, 1,22 Cu.

Bekanntermaßen wurde ein ähnliches Mineral, der Awaruit, mit Gold, Platin, Zinnstein, Chromit und Magnetit im Gorge-Fluß an der Westküste der Südinsel von Neu-Seeland gefunden, und eine andere Nickeleisenlegierung in den goldführenden Sanden des Bergflusses Elvo bei Biella in Piemont.

Der Souesit ist zu Ehren des Herrn F. Soues benannt, der die Probe an den Verf. sandte. **F. Rinne.**

G. S. Jamieson: On the natural iron-nickel alloy, Awaruite. (Amer. journ. of sc. **19**. p. 413—415. 1905.) [Siehe das vorhergehende Ref.]

1. Nickeleisen von Josephine Co., Oregon. Gerollte, bohnenartige, wenige Millimeter bis 2 cm große Stücke. Dünnschliffe erweisen

einen schwammigen Aufbau des Metalls, welches Serpentin einschließt. Läßt sich leicht pulvern. Durch Behandeln mit Wasser und Jod ging die Legierung bei gewöhnlicher Temperatur in Lösung. Analyse: Unlösliches Silikat 24,15 bezw. 24,55, Fe 19,17 bezw. 18,95, Ni 56,30 bezw. 56,07, Co 0,35 bezw. 0,35, P 0,04 bezw. 0,04, S 0,09 bezw. 0,09; Sa. 100,10 bezw. 100,05. Rechnet man das Nichtsilikatische auf 100, so ergibt sich

	I	II
Fe	25,24	25,11
Ni	74,17	74,30
Co	0,46	0,46
P	0,04	0,04
S	0,09	0,09.

2. Nickeleisen von South Fork, Smith River, Del Norte Co., Kalifornien. Körner von meist 0,15 mm, gelegentlich bis 1,5 mm Durchmesser, die beim Goldwaschen gefunden wurden, untermischt mit Magnetit und ein wenig Chromit. Das Metall ist leicht löslich in warmer, verdünnter Salpetersäure (1 Teil konz. Säure auf 2 Teile Wasser). Zwei Analysen lieferten: Unlösliches 9,45 bezw. 9,97, Fe 19,21 bezw. 18,97, Ni 68,61 bezw. 68,46, Co 1,07 bezw. 1,07, Cu 0,59 bezw. 0,56, S 0,05 bezw. 0,05, P 0,04 bezw. 0,04, SiO_2 0,10 bezw. 0,19, MgO 0,50 bezw. 0,44. Spez. Gew. 7,45 gefunden, unter Anrechnung von 9,7 % Magnetit 7,85. Rechnet man die Bestandteile der Legierung auf 100 um, so erhält man

	I	II
Fe	21,45	21,28
Ni	76,60	76,79
Co	1,19	1,20
Cu	0,66	0,63
P	0,04	0,04
S	0,06	0,06.

Beim Lösen in Salzsäure gaben beide Legierungen keinen Geruch von Kohlenwasserstoffen, auch wurde keine graphitische Kohle wahrgenommen.

Im folgenden sind die Analysen der bis jetzt bekannten natürlichen Nickeleisen zusammengestellt.

Fundort	Fe	Ni	Co	Cu	Sonstiges
1. Neu-Seeland (Gorge-Fluß, Awarua-Bai) sog. Awaruit	31,02	67,63	0,70	—	0,65
2. Piemont (Elvo-Fluß nahe Biella)	26,60	75,20	—	—	—
3. Josephine Co., Frühere Analyse, von Melville, sog. Josephinit	27,41	71,35	0,65	0,59	—
4. Britisch-Columbien (Fraser-Fluß) sog. Souesit	22,30	76,48	—	1,22	—
5. Josephine Co.	25,24	74,17	0,46	—	0,11
6. Del Norte Co.	21,45	76,60	1,19	0,66	0,10.

Eine metallographische Untersuchung dieser Legierungen, um Bestandteile und Struktur aufzuklären, ist recht erwünscht. **F. Rinne.**

W. Guertler und G. Tammann: Über die Legierungen des Nickels und Kobalts mit Eisen. (Metallogr. Mitt. aus dem Institut f. anorg. Chem. zu Göttingen. No. 9; Zeitschr. f. anorg. Chem. **45**. p. 205—224. 1905. 1 Taf.)

Die Verf. untersuchten die Legierungen des Nickels und Kobalts mit Eisen in erster Linie hinsichtlich ihrer physikochemischen Eigenschaften, sodann aber auch bezüglich ihrer Mikrostruktur; welche durch 6 Mikrophotographien erläutert wird. Von besonderem Interesse ist die bei 30facher Vergrößerung erfolgte Aufnahme der Struktur eines 10 %igen Nickelstahles, da derselbe seiner chemischen Zusammensetzung nach manchen Meteoreisen nahesteht. Indessen erinnert die Struktur des abgebildeten Kunstproduktes an keines der meteorischen Vorkommen. **E. Sommerfeldt.**

A. Lacroix: Sur un cas curieux de cristallisation du chlorure de sodium au cours de l'éruption de la Montagne Pelée. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 68—70. 1905.)

In den oberen Lagen der im Innern noch sehr heißen Aschenmassen war in der Nähe der Küste aus dem zur Flutzeit aufgesogenen Meerwasser das Kochsalz in zierlichen Würfeln kristallisiert und hatte die Asche zu einer festen Masse verkittet. Ferner hatte dort das durch die hohe Temperatur z. T. zersetzte $MgCl_2$ des Meerwassers die Bildung einer braunen von Eisenchloriden gefärbten Zone in den unteren Aschenmassen zur Folge. **O. Mügge.**

Alfred J. Moses: The crystallization of Luzonite; and other crystallographic notes. (Amer. Journ. of Sc. **20**. p. 277—284. 1905. Mit 5 Fig.)

1. Luzonit. Verf. erhielt Luzonite von Mancayan auf Luzon und maß 4 Kristalle. Ihre terminalen Flächen waren entschieden heller und weniger glänzend als die Seitenflächen, welche das Dunkelgrau von Enargit zeigten, während erstere ein rötliches Stahlgrau nicht sehr verschieden von der Farbe massigen Luzonits aufwiesen. Die Messung am zweikreisigen Goniometer erwies, daß die Winkel der sehr kleinen, etwa 1 mm langen Kristalle mit Enargit übereinstimmen. Luzonit ist keine unabhängige Art, sondern nur eine Varietät des Enargit. Die FLETCHER'schen Daten für Enargit: $a:b:c = 0{,}8694:1:0{,}8308$ und das Verhältnis, das Verf. auf Grund der Messung einer Form $P = \frac{2}{3}P$ (223) am Luzonit berechnete: $a:b:c = 0{,}8698:1:0{,}8241$ zeigen die große Ähnlichkeit.

2. Kristallisierter Wolframit von Boulder Co., Col. Kleine, selten über 2 mm große Kristalle, die mit Achse b aufgewachsen sind. Formen: $l = \infty P\bar{2}$ (210), $m = \infty P$ (110), $b = \infty P\breve{\infty}$ (010), $c = 0P$ (001), nach welcher Fläche die Individuen tafelig sind, $t = -\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102), $\Delta = -\frac{1}{2}P$ (112) und eine neue Form $p = -\frac{1}{2}P\bar{2}$ (214). Auf einigen Stücken fanden sich außer Wolframit kleine Zinkblende- und auch Scheelitkristalle.

3. Neue Flächen an Sylvanit von Cripple Creek, Colorado. Die Kristalle sind bis 5 zu 20 mm breit und lang; fast stets umkrustet sie eine dünne Lage von Chalcedon, immerhin sind glänzende Flächen sichtbar. Ein Individuum (1 : 1 : 2 mm in Richtung $\grave{a} : \bar{b} : c$) zeigte 26 Formen, von denen 20 durch Chas. Palache am Cripple Creeker Sylvanit bereits bekannt gegeben sind; zwei sind neu für Cripple Creek ($M = P\bar{\infty}$ $(\bar{1}01)$ und $p = -\frac{1}{2}P$ (112); vier sind neue Domen: $H = -\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102), $T = -\frac{1}{3}P\bar{\infty}$ (103), $l = \frac{2}{3}P\bar{\infty}$ (203), $L = \frac{2}{3}P\bar{\infty}$ $(\bar{2}03)$. Gemessene und berechnete Werte stimmen gut miteinander überein.

4. Hämatit von Franklin Furnace, N. J. Eine Hämatitmasse genannten Fundorts zeigte eine ausgeprägte rhomboedrische Teilbarkeit, begleitender Kalkspat gleichfalls Absonderung, und zwar nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$. Die Teilbarkeit des Hämatits geht nach R $(10\bar{1}1)$.

Analyse: Unlösliches 1,50, CaO als $CaCO_3$ 2,85, Fe_2O_3 94,00, FeO 1,72; Summe 100,07. Rechnet man Fe_2O_3 und FeO auf 100 auf, so ergibt sich Fe_2O_3 98,20, FeO 1,80. **F. Rinne.**

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Valentinit von Procchio (Insel Elba). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. **3**. 1905. p. 1, 2.)

Gefunden in einem Antimonerze führenden Quarzgang, der kristallinisch-körnigen Kalk durchsetzt. Gangmineralien sind: Antimonglanz, reichlich in grobstrahligen Partien, häufig umgewandelt in gelblichgrauen Antimonocker unter Beibehaltung der Form. Die Antimonitstengel nicht selten von Quarz bedeckt; auf diese Weise sind vielfach hohle Pseudomorphosen von Quarz nach Antimonit entstanden. Valentinit ist dem Gangquarz eingewachsen; er bildet diamantglänzende strahlige Aggregate und in Hohlräumen kleine Schuppen, aber bisher kennt man keine deutlichen Kristalle. **Max Bauer.**

N. Égoroff: Sur le dichroisme produit par le radium dans le quartz incolore et sur un phénomène thermo-électrique observé dans le quartz enfermé en stries. (Compt. rend. **140**. p. 1027. 1905.)

Eine durch Radiumstrahlen gefärbte Platte von Bergkristall zeigte denselben Pleochroismus wie Rauchquarz, und in Platten parallel zur Hauptachse, in denen der Pleochroismus durch einwöchentliche Bestrahlung verstärkt war, erschienen unter 45° zur Achse geneigte Streifen, wie sie manche natürlichen Rauchquarze aufweisen. Wurden solche Platten durch Erhitzen entfärbt, so erschienen die Streifen nach zehntägiger Bestrahlung von neuem. — Platten brasilianischer Rauchquarze // (0001), die solche rauchfarbene Streifen // den Nebenachsen zeigten, ergeben bei der Erhitzung von der Mitte aus die gewöhnlichen piezo-elektrischen Verteilungen, bei gleichmäßiger Erwärmung auf 100° auf einer großen Messingplatte

dagegen entsprechen die Grenzen der elektrischen Felder denen der farbigen Streifen, und zwar wurden die helleren Partien zwischen den Streifen elektrisch negativ. Verf. weist darauf hin, daß aus der Färbung von Rauchquarz, Amethyst, Flußspat, Steinsalz etc. vielleicht Schlüsse auf radioaktive Kräfte im Innern der Erde möglich sind. **O. Mügge.**

G. Spezia: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del quarzo. (Atti della R. Accad. delle Scienze di Torino. 41. 10 p. 1 Tab. Torino 1906.)

Die hier mitgeteilten wichtigen Versuche sind mit dem früher (dies. Jahrb. 1905. II. -246-) beschriebenen Apparat ausgeführt worden. Das Lösungsmittel war eine aus dem kristallisierten Salz $Na_2SiO_3 . 8H_2O$ hergestellte Lösung mit 2 % Na_2SiO_3. Der Quarz, welcher in dem oberen, am stärksten erhitzten (über 326—337°) Teil des Apparates aufgelöst werden sollte, bestand aus zerkleinerten Stücken, der, welcher in dem unteren weniger stark erhitzten Teil (165—178°) wachsen sollte aus drei Prismen, die normal zur Achse geschnitten waren und einem langen Kristall. Zwei von den Prismen wurden, an demselben Silberfaden befestigt, in gleicher Höhe angebracht, das dritte tiefer, ihre Basisflächen horizontal. Der lange Kristall wurde vertikal in den Apparat gebracht so, daß es sich mit dem abgebrochenen Ende in den Quarzstückchen mit dem anderen, von Flächen umschlossenen Ende in dem Kristallisationsbezirk befand. Die Dauer des Experimentes betrug 100 Tage. Das Ergebnis war folgendes:

Das unterste Prisma war zu einem unvollständig gebliebenen, kurzprismatischen Kristall mit bipyramidaler Begrenzung und scheinbarer Basis ausgewachsen, unvollständig wahrscheinlich aus dem Grunde, weil der Lösung durch die über diesem Prisma befindlichen wachsenden Prismen zuviel Kieselsäure entzogen wurde. Von den beiden anderen Prismen war das eine in einen länger prismatischen, vollständigen Kristall, das andere in einen solchen mit zwei Spitzen ausgewachsen, an beiden Spitzen herrschte als Endbegrenzung nur ein Rhomboeder vor. Der lange Kristall hatte an seinem Ende ebenfalls neue Substanz angesetzt. Außerdem hatte sich an den Wänden und Flächen Quarz abgeschieden, zum größeren Teil kurzprismatische Kristalle mit nur einem Rhomboeder am Ende, aber auch sehr dünne nadelförmige Kristalle, die dann jünger sind als jene und sich wahrscheinlich bei schnellerer Abkühlung am Ende des Versuches gebildet haben. Aus diesen Versuchen geht hervor, daß schnelle Kristallisation das Vorherrschen von einem Rhomboeder am Ende und lang prismatischen Habitus begünstigt.

Der Silberfaden, an dem der Quarz aufgehängt war, ist von dem neu gebildeten Quarz umschlossen worden, ein Beweis für die Leichtigkeit, mit der wachsender Quarz Fremdkörper einschließen kann.

Die Endfläche ist eine mit bipyramidalen Erhebungen bedeckte Scheinfläche, bei längerer Dauer der Kristallisation wäre sie gewiß verschwunden.

Aus den Versuchen schließt Verf. bezüglich der Ausbildung der Quarzkristalle, daß die kurzprismatischen mit gleich großen Rhomboedern und hexagonalem Habitus langsam gewachsen seien, die langprismatischen mit einem vorherrschenden Rhomboeder schnell gewachsen seien und führt als Belege hierfür einige Vorkommnisse an. **R. Brauns.**

A. Lacroix: Observations faites à la Montagne Pelée sur les conditions présidant à la production de la tridymite dans les roches volcaniques. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 56. 1905.)

Die vom Pelée-Krater bei heftigen Ausbrüchen gelieferten und schnell abgekühlten Andesite haben eine glasige, die von der großen Felsnadel langsam abgebröckelten, wie die nach längerer Ruhezeit ausgeworfenen Massen eine mikrolithenreiche Grundmasse, beide dabei dieselben Einsprenglinge. Ein dritter Typus ist nach Verf. in der Tiefe der großen Nadel entstanden, da er in großer Menge Quarzkriställchen führt; Blöcke davon bröckelten namentlich von einer sehr langsam aufsteigenden Partie der Nadel von Januar bis April 1904 ab. Tridymit fehlt in allen glasigen Varietäten und auch in den mikrolithenreichen trat er nicht schon zu Anfang, sondern erst seit Dezember 1902 und nur spärlich auf, überaus reichlich dann erst von Januar bis April, und zwar in allen, sowohl quarzfreien, wie quarzhaltigen Varietäten; etwas größere Blättchen sind dabei allerdings auf die Wandungen poröser homöogener Einschlüsse beschränkt. Verf. schließt daraus, daß der Tridymit hier nicht ein bloßes Erstarrungsprodukt ist, daß er vielmehr erst durch die lang andauernde Wirkung hoch erhitzter Dämpfe auf das saure Gesteinsglas entstand. Nach Beendigung der Eruption wird sich vielleicht zeigen, ob der Tridymit dann auch in dem blasigen und glasigen, rasch abgekühlten Andesit der großen Nadel sich noch gebildet hat. In den Aschen und Bomben von 1902/3 fehlt er, während er in den Auswurfsblöcken älterer Eruptionen überreichlich vorhanden ist und von Cristobalit begleitet wird. **O. Mügge.**

J. Struthers and J. H. Pratt: The Production of Tin in 1903. (Min. Resourc. United States for 1903. p. 19.)

Zinnstein ist in 17 Staaten und Territorien der Nordamerikanischen Union gefunden worden, aber nur in 4 in nutzbaren Mengen, nämlich: in den Black Hills (Süd-Dakota) in Alaska und in Nord- und Süd-Carolina. Das Vorkommen von Harney Peak in den Black Hills ist allgemein bekannt. Bei „Nigger Hill“ und „Bear Gulch“, 75 miles nordwestlich von Harney Peak, ist eine gewisse Menge gewonnen worden. Der Zinnstein liegt in Form grober Körner in Greisen, und in großen Massen von kleinen Körnchen zwischen Schiefer und Porphyr. Der mittlere Gehalt des konzentrierten Erzes beträgt ungefähr 1 % Sn.

Die Seifen am Buck Creek in Alaska lieferten 1903 einige Tonnen gewaschenen Erzes.

Das Zinngebiet der Carolinas erstreckt sich von Gaffney in Süd-Carolina, in im allgemeinen nordöstlicher Richtung durch Cherokee County und durch die Counties Cleveland, Gaston und Lincoln in Nord-Carolina. Die wichtigsten Vorkommen sind die von Gaffney, S.-C., von Kings Mountain, N.-C., an dem südlichen Ende des Cestnut ridge, $2\frac{1}{2}$ miles nördlich von Kings Mountain, und auf der Jones plantation, 7 miles nordöstlich von diesem Platz. Die Zinnerzgänge setzen in Gneisen und in Glimmerschiefern auf, die in der Hauptsache metamorphosierte Sedimente sind. Das Erz findet sich in Gängen oder in Linsen von Greisen im Glimmerschiefer und Gneis, sowie in Pegmatiten. Im Pegmatit ist es hauptsächlich an den Rändern der Gänge angehäuft. Kristalle sind nicht häufig, aber einige schön ausgebildet. Allein von dem Oktaeder s (111) begrenzte hat die Jones-Grube geliefert. Das Mineral ist schwarz bis fast ganz farblos, die gewöhnlichste Farbe ist dunkelbraunschwarz. Turmalin, Magnetit, Pyrit und Chalcopyrit begleiten den Zinnstein in kleinen Mengen, nicht aber Fluorit oder Wolframmineralien. In den durch Waschen erhaltenen Schlichen wurden die folgenden Mineralien gefunden: Cassiterit, Magnetit, Ilmenit, Granat, Monazit, Turmalin, Quarz, Pyrit und Chalcopyrit. Monazit und Granat waren in der Hauptsache auf die Vorkommen in den Gneisen beschränkt. In dem $2\frac{1}{2}$ Fuß mächtigen Gang in der Jones-Grube ist der Gehalt an Zinnstein gegenwärtig zwischen 5 und 6 %, entsprechend $3\frac{1}{2}$ % Sn. Die Ausbeute dieses Bezirks betrug im Jahre 1903 ungefähr 20 Tonnen, alles aus der Roß-Grube bei Gaffney, S.-C. **W. S. Bayley.**

T. L. Watson: A preliminary report on the Beauxite deposits of Georgia. (Bull. Geol. Surv. of Georgia. No. 11. 1904. p. 169. Taf. 12 Fig. 3. 1 Karte.)

Die Beauxitlager von Georgia werden von dem Tal des Coosa River begrenzt, indem sie sich von Gordon und Walker County südwestlich ungefähr 60 miles bis zu der Grenze des Staats ausdehnen und sich von hier an noch etwa 60 miles nach Alabama hin erstrecken. Die Lager finden sich fast ausschließlich in dem Knox-Dolomit des Ordovician. Sie bilden wohlbegrenzte kompakte Massen in der Form von „pockets", die um gewisse Zentren oder längs bestimmter Linien angeordnet sind. In der südwestlichen Ausdehnung des Lagers in Alabama sind die begleitenden Gesteine ausgesprochener schieferig als in Georgia und viel stärker zerklüftet, verworfen und gefaltet. Die Mineralien, welche den Beauxit in dem letzteren Staate begleiten, sind Gibbsit, Halloysit, Kaolin, Limonit und Manganoxyde. Nach einer Diskussion der Analysen von 59 Proben von nicht eisenhaltigem Beauxit und von 6 eisenhaltigen Varietäten schließt Verf., daß der erstere eine mittlere Zusammensetzung habe, entsprechend der

Formel: $Al_2O_3 . 2{,}89 H_2O$. Die mittlere Zusammensetzung der sechs untersuchten eisenhaltigen Proben ist:

52,941 Al_2O_3, 12,290 Fe_2O_3, 28,396 H_2O, 2.83 SiO_2, 3.78 TiO_2,

was bei Fortlassung der Kieselsäure und der Titansäure auf die Formel $Al_2O_3 . 2{,}65 H_2O$ führt.

Analysen, die zu dem Zweck angestellt wurden, Unterschiede zwischen der Zusammensetzung der Pisolithe und der der Grundmasse zu entdecken, hatten ein negatives Ergebnis.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Al_2O_3	52,36	64,91	57,26	52,40	46,92	63,60	48,30
H_2O+	33,17	33,00	31,69	24,06	21,68	27,15	28,01
SiO_2	3,74	0,62	0,99	4,21	20,46	6,43	3,17
TiO_2	9,70	1,05	7,63	8,79	9,80	1,95	9,75
Fe_2O_3	0,76	0,28	1,89	10,44	0,28	0,28	Spur
H_2O-	0,20	0,53	0,39	0,39	0,34	0,56	0,53
	99,93	100,39	99,85	100,29	99,48	99,97	99,76[1]

1. Zehn Pisolithe, dunkelgrau, dicht. Maddox mine.
2. Milchweiß bis hellgelb, dichte Grundmasse. Maddox mine.
3. Sechs Pisolithe, dunkelgrau, konzentrisch. Maddox mine.
4. Sechs Pisolithe, dunkelrot, konzentrisch. Red Warrior mine.
5. Weiche, weiße, tonige Grundmasse. Church mine.
6. Dichte, kompakte, hellgelbe Grundmasse. Perry mine.
7. Weiche, weiße, mehlartige Grundmasse. Watters mine.

Die Untersuchung von Dünnschliffen ergab, daß die TiO_2 nicht in Form freier Oxyde vorhanden ist.

Die Lager gehören dem Eocän an, obwohl sie in dem Knox-Dolomit liegen, der zum Ordovician zählt. Ihr Ursprung wird auf Quellen zurückgeführt, die ihren Tonerdegehalt den Schiefertonen unter dem Dolomit verdanken. Diese Ansicht wurde zuerst von Hayes ausgesprochen.

W. S. Bayley.

S. L. Penfield and G. S. Jamieson: On Tychite, a new mineral from Borax Lake, California, and on its artificial production and its relation to Northupite. (Amer. journ. of sc. 20. p. 217—224. 1905. Hieraus: Zeitschr. f. Krist. 41. p. 235—242. 1905.)

Dem neuen Mineral ist der Name Tychit (nach τύχη, Zufall) gegeben, weil es unter tausenden von ganz ähnlichen Kristallen vom Borax-See, San Bernardino Co., Kalifornien, auf den ersten ganz zufälligen, glücklichen Griff gefunden wurde. Es kommt nämlich in ganz vereinzelten Oktaedern mit dem gleichfalls oktaedrischen Northupit vor. Unter 5000 Oktaedern wurden nur vier sehr kleine Tychite gefunden. Qualitativ konnte die Gegenwart von CO_2, SO_3, Na und Mg festgestellt werden.

[1] Die Summe stimmt nicht. Die Red. M. B.

Es gelang, den Tychit künstlich zu machen. In Verfolg der Methode von DE SCHULTEN bei der Darstellung von Northupit wurden 8 g Na_2CO_3 und 34 g Na_2SO_4 in 120 ccm Wasser gelöst und zur Lösung 1,4 g $MgSO_4$ gefügt, was einen Niederschlag, wahrscheinlich von etwas basischem Magnesiumcarbonat verursachte. Das Gemisch wurde auf dem Dampfbade in leicht verstopfter Flasche erhitzt. Fast nach fünf Tagen begann eine dann rasch fortschreitende Kristallisation, und das unlösliche Material im Gefäß wurde fast vollständig in oktaedrische Kristalle verwandelt, die gleichmäßig etwa 0,15 mm groß und symmetrisch entwickelt waren. Durch Impfen mit den Kristallen ließ sich die Bildung beschleunigen, immerhin dauerte es bis zur vollständigen Beendigung der Reaktion stets mehrere Tage. Spez. Gew. der Kristalle 2,588. H. 3,5—4. Isotrop. n = 1,51 (bei Northupit 1,514 für gelb). Formel $2MgCO_3 . 2Na_2CO_3 . Na_2SO_4$. Analysen:

	I.	II.	Theorie
SO_3	15,08	15,06	15,33
CO_2	33,55	33,45	33,72
MgO	15,83	15,77	15,33
Na_2O	35,49	35,65	35,62
	99,95	99,93	100,00.

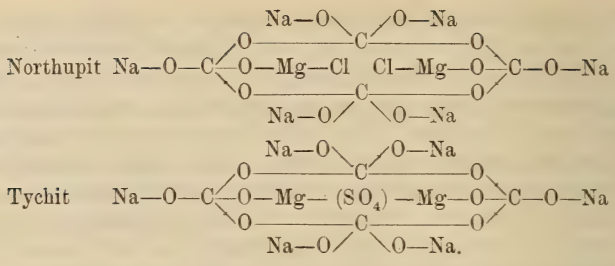
Feines Pulver des künstlichen Tychit löst sich nicht merklich in heißem Wasser, erleidet darin auch keine Zersetzung.

Offenbar ist das Kunsterzeugnis mit dem natürlichen Tychit identisch. Die spez. Gew. weichen zwar etwas voneinander ab (künstliches Salz 2,588, natürliches 2.456 und 2,30), doch erklärt sich die Differenz durch Einschlüsse im Tychit von Kalifornien. Die Brechungsexponenten stimmen überein.

Die beiden genetisch eng miteinander verbundenen Mineralien Tychit und Northupit sind auch chemisch verwandt.

Tychit . . . . $2MgCO_3 . 2Na_2CO_3 . Na_2SO_4$
Northupit . . . $2MgCO_3 . 2Na_2CO_3 . 2NaCl$.

Spez. Gew. bei Tychit 2,456 (natürlich), 2,588 (künstlich). Bei Northupit 2,380 (natürlich), 2,377 (künstlich). Brechungsexponent n für Gelb bei Tychit 1,508 (natürlich), 1,510 (künstlich). Bei Northupit 1,514 (natürlich). Bemerkenswert ist, daß Northupit in kaltem Wasser ziemlich langsam löslich ist und in kochendem Wasser unter Ausfall von Magnesiumcarbonat zersetzt wird, während Tychit in Wasser fast unlöslich befunden wurde, selbst als feines Pulver bei Kochhitze. Ungleich anderen schwer löslichen Substanzen, welche sich schnell bilden beim Zusammenbringen ihrer Komponenten, entstehen Northupit und Tychit langsam aus der entsprechenden Lösung. Bei DE SCHULTEN's Experiment wurde Northupit erst nach siebenstündigem Erhitzen der Lösung erhalten, künstlicher Tychit von den Verf., wie erwähnt, erst nach mehrtägigem. PENFIELD und JAMIESON meinen, daß dies auf eine komplexe Molekularstruktur hinweist und daß eine längere Zeit zur Gleichgewichtsanordnung der Atome nötig ist; sie stellen die Formeln auf:



In dieser Formel treten 4 C mit O in Ringform auf. Verf. meinen, daß ein solcher Bau schwierig zu erreichen sein mag, aber dann um so fester ist. Auch möchte diese symmetrische Konstruktion Grund für das hochsymmetrische System sein, dem Northupit und Tychit angehören. Weiterhin könnte die Verknüpfung Mg—SO_4—Mg bei Tychit die schwerere Löslichkeit dieses Salzes gegenüber Northupit erklären und ferner auch die langsamere Bildung.

Daß die beiden Salze trotz der Verschiedenheit, daß einmal Cl_2, das andere Mal an entsprechender Stelle SO_4 vorhanden ist, isomorph im weiteren Sinne des Wortes sind, erklären die Verf. durch die untergeordnete Bedeutung von Cl_2 und SO_4 in der Fülle der übrigen Atome.

F. Rinne.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Kupfererz aus dem Valle Sacca bei Kimpolung (Bukowina). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. **3**. 1905. p. 4.)

Auf Klüften im „Permdolomit" finden sich häufig, begleitet von kleinen Dolomitkristallen und Schwerspattafeln, verschiedene Kupfererze, und zwar: 1. Malachit, dünne Überzüge, 2. Kupferlasur, 3 mm im Durchmesser große Scheibchen, die aus mehreren radialstrahligen Schichten bestehen.

Max Bauer.

F. Wallerant: Sur le polymorphisme et l'isomorphisme des azotates alcalins. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 311—374. 1905.)

Verf. hat die sehr mannigfaltigen Zustandsänderungen der Nitrate von Am, K, Rb, Cs, Tl und ihrer Mischkristalle an ihren unter dem Wyrouboff'schen Erhitzungsmikroskop durch Schmelzen zwischen zwei Glasplättchen hergestellten und abgekühlten Schmelzflüssen untersucht.

Über die Zustandsänderungen der Einzelsalze gibt die Tabelle p. - 166 - eine Übersicht. (Es sind die einzelnen Modifikationen durch griechische Buchstaben bezeichnet, I bedeutet regulär, II = tetragonal, III = hexagonal (rhomboedrisch), IV = rhombisch, V = monoklin; (I) bedeutet pseudoregulär usw. Außerdem ist das Zeichen der Doppelbrechung und die Umwandlungstemperatur angegeben.) Goniometrisch ist anscheinend keine der Modifikationen untersucht, die Angaben werden daher zuweilen

der Bestätigung bedürfen, zumal wo der Grund der Abweichung von ältern nicht näher angegeben ist oder diese (wie jene von W. Schwarz und Gossner, dies. Jahrb. 1895. I. 244; 1904. I. -325-) gar nicht berücksichtigt sind.

$AmNO_3$. Die beim Abkühlen der regulären Modifikation α entstehende β ist nicht rhomboedrisch, sondern tetragonal, was daraus geschlossen wird, daß sie beim Pressen einfache Schiebungen nach 4 Flächen $\{hhl\}$ eingeht. γ entsteht aus β unter starker Dilatation und ist nicht rhombisch, sondern monoklin, aber pseudotetragonal, Achsenebene // $\{010\}$; sie wird durch Zusatz einer kleinen Menge KNO_3 stabiler und geht durch Pressung einfache Schiebungen ein nach $\{100\}$ und zwei zueinander fast senkrechten Flächen $\{110\}$. γ verwächst mit β derart, daß eine Kante $[110]$ γ // wird $\dot{c}\beta$, und $\dot{c}\gamma$ // einer zweizähligen Achse von β. Auch δ, aus γ unter starker Kontraktion entstehend und daher voll von Vakuolen, geht leicht Schiebungen nach vier Ebenen ein, deren Spuren in der zur optischen Normalen senkrechten, als $\{001\}$ angenommenen Ebene, zu je zwei parall laufen oder sich nahezu rechtwinkelig kreuzen. Durch Pressung geht β direkt in δ über, das dann frei von Vakuolen ist und zahlreiche Lamellen nach vier Ebenen $\{hhl\}$ enthält, deren Spuren jenen der Lamellen in β parallell laufen. Die Umwandlung von δ in ε verläuft nur träge (mit sinkender Temperatur unter Ausdehnung), ihre Orientierung gegenüber δ ist dieselbe wie die von β, und da auch die Doppelbrechung vom gleichen Zeichen nur etwas schwächer ist wie bei β, ist angenommen, daß β und ε die gleiche Modifikation sind. Diese Annahme wird noch dadurch gestützt, daß ein nur kleiner Zusatz von $CsNO_3$ genügt, β bis zu niederen Temperaturen stabil zu machen, aber nur für Atmosphärendruck, höherer Druck bewirkt Umwandlung in δ (so lange er anhält nur). Bei Verzeichnung der Existenzgrenzen der verschiedenen Modifikationen in einer geringerem Druck entsprechenden Koordinatenebene würden daher wohl die beiden jetzt getrennten Existenzgebiete für β und ε zusammenhängend erscheinen.

KNO_3. Die kalkspatähnliche Modifikation α verwandelt sich zunächst in eine zweite, geometrisch nicht merklich abweichende mit stärkerer Doppelbrechung α', dann erst entsteht die gewöhnliche Modifikation β, die aber nicht rhombisch, sondern monoklin, zugleich pseudoregulär sein soll. Sie geht beim Erhitzen nicht in α', sondern direkt in α über.

$CsNO_3$. Die Umwandlungstemperatur von α wurde zu 145° (nach Gossner 161°) bestimmt. Die Doppelbrechung von β wird beim Abkühlen in flüssiger Luft praktisch gleich Null.

$RbNO_3$. Modifikation α ist hinsichtlich Doppelbrechung und Gleitfähigkeit kalkspatähnlich; die Umwandlungstemperatur von β in γ stimmt mit der von Gossner angegebenen, die Doppelbrechung von γ ist wieder sehr schwach.

$TlNO_3$. Modifikation γ ist nicht mit KNO_3, Modifikation β (im folgenden kurz als $K\beta$ bezeichnet) verwandt, sondern pseudotetragonal, was wieder daraus geschlossen wird, daß in Tafeln nach $\{001\}$ bei Pressung

die Spuren von vier Lamellensystemen symmetrisch zu den Auslöschungsrichtungen erscheinen. β ist pseudoregulär, aus ihr entsteht α bei 125° (nach Gossner bei 150°).

Am	K	Cs	Rb	Tl
ε. II +	β. V (I) —	β. III (I) +	γ. III (I) +	γ. IV (II) —
— 16°				
δ. IV (II) —				
32°				
γ. V (II) +	?			
82°	α'. III —			80°
β. II +				β. III (I) +
125°	126°			125°
α. I	α. III —	145°		α. I
152°		α. I	161°	
flüssig			β. I	
			219°	
			α. III —	

Die Resultate der Untersuchung der gemischten Schmelzen sind graphisch verzeichnet, indessen wird betont, daß es vielfach nicht möglich ist, festzustellen, ob die sich abscheidenden Kristalle gleicher Mischung sind, und daß die Grenzen der Mischbarkeit im Kristall namentlich dann schwer zu bestimmen sind, wenn ein schwach brechender Gemengteil eines Konglomerates nur in geringer Menge zwischen stark brechenden auftritt. Weitere Unsicherheiten werden durch die häufigen Verzögerungen der Umwandlung veranlaßt.

(Am, Cs)NO_3. Am α und Cs α sind unbeschränkt mischbar in Kristallen der Form α; bis etwa 95 % Am erfolgt mit sinkender Temperatur Umwandlung in Kristalle der Form Cs β, die Umwandlungstemperatur erreicht bei etwa 60 % Am ihr Minimum mit ca. 100°. Bei mehr als 95 % Am erfolgt direkte Umwandlung von α in Kristalle der Form Am β, und in diese verwandeln sich auch die Kristalle der Form Cs β mit 90—75 % Am bei Temperaturen zwischen ca. 110—88°. Dieser Übergang vollzieht sich derart, daß die Rhomboeder der Form Cs β sich trüben und mitten in ihnen tetragonale Wachstumsformen in Gestalt vielfach verzweigter feiner Schläuche entstehen, welche sich im Laufe eines Tages zu unregelmäßig umrissenen, aber kompakten Flecken zusammenziehen. Bei rascher Abkühlung zeigen die Mischungen der Form Am β analoge Zwillingsbildung wie reines Am β und ihre vierzählige Achse liegt parallel einer der vierzähligen Achsen von Am α. Die Mischungen der Form Cs β mit 75—50 % Am verwandeln sich unterhalb 88° in ein Konglomerat von Kristallen der Form Cs β und Am β, während die Mischungen mit weniger als 50 % Am bis zur gewöhnlichen Temperatur die Form Cs β behalten. Bei sehr großem

Gehalt an Am entstehen bei 82° bis ca. 30°, bezw. 30—16° Mischkristalle der Form Am γ und Am δ; Am-ärmere Mischungen dagegen (von 75 % Am abwärts) bewahren die Form Am β bis zu den niedrigsten Temperaturen.

(Am, Tl) NO_3. Die Modifikationen Am α und Tl α sind unbeschränkt mischbar. Bis zu einem Gehalt von 68 % Tl erfolgt mit sinkender Temperatur (zwischen 125—104°) Umwandlung in Kristalle der Form Tl β; bei 0—42 % Tl erfolgt bei 125—104° Umwandlung in Kristalle der Form Am β. Zwischenliegende Mischungen der Form α zerfallen bei 104° in ein Konglomerat von Kristallen der Form Tl β und Am β, die bei ca. 68° in ein Konglomerat rhombischer und tetragonaler Kristalle übergehen. Mischungen mit sehr hohem Gehalt an Am (90—100 %) verhalten sich ähnlich wie vorher und die Am δ und Am β entsprechenden Mischkristalle gehen auch ähnliche einfache Schiebungen ein, wie das reine Am NO_3. Auf Grund dieser Beobachtungen und der Angaben Tammann's zeichnet Verf. ein Modell, das die Existenzbereiche der verschiedenen Modifikationen bei wechselnder Temperatur und wechselndem Druck für den Fall zeigt, daß die Zusammensetzung zwischen 58—100 % Am variiert.

(Am, Rb) NO_3. Schon ein kleiner Gehalt an Am bewirkt, daß aus der Schmelze Kristalle der Form Rb β statt Rb α entstehen; aus letzteren bilden sich bei Mischungen bis zu 75 % Am solche der Form Rb γ, während bei mehr als 75 % Am zunächst Am β entsteht. Bei der Umwandlung der Mischkristalle der Form Rb β in Rb γ scheinen die Würfelflächen zu Rhomboederflächen zu werden, und zwar pflegen bei rascher Abkühlung reguläre und rhomboedrische Teile in Lamellen nach einer Rhomboederfläche miteinander abzuwechseln. Die Mischungen der Form Rb γ mit weniger als 27 % Am sind bis zu den niedrigsten Temperaturen beständig, bei höherem Gehalt an Am wandeln sie sich bei einer mit dem Am-Gehalt steigenden Temperatur in rhombische, pseudotetragonale um. Aus dem Verlauf sekundärer Zwillingslamellen wird geschlossen, daß ihre vierzählige Pseudosymmetrieachse einer ursprünglichen Würfelnormale entspricht. Für Mischungen mit mehr als 60 % Am erscheinen analoge Modifikationen wie vorher bei (Am, Tl) NO_3, indessen ist das Feld der monoklinen, und namentlich der rhombischen Modifikation ausgedehnter, es erstreckt sich bei niederen Temperaturen bis zu Mischungen mit 35 % Am, das der tetragonalen Modifikation ist beschränkter. Für Mischungen mit 50—60 % Am entstehen zwischen 10 und 90° Konglomerate.

(Am, K) NO_3. Ein Gehalt bis 7 % K bewirkt gegenüber reinem Am nur Erniedrigung der Umwandlungstemperatur für die mit Ausdehnung verbundenen Umwandlungen, bezw. Erhöhung für die von Zusammenziehung begleiteten. Bei größerem Gehalt an K entsteht ein Konglomerat, zunächst (bei 145°) von regulären + optisch zweiachsigen, dann (bei 123°) von regulären + optisch anderen zweiachsigen, dann (bei 110°) von letzteren + tetragonalen Mischkristallen. Bei 104° soll wieder vollständige Mischbarkeit eintreten, und zwar in der Am γ analogen Modifikation; man bemerkt dann in der ganzen Masse ein wurmähnliches Hin- und Herkriechen, wobei die Gemengteile des Konglomerates verschwinden. Verf. nimmt an,

daß hier eine Diffusion im kristallinen Zustande vor sich geht, die dadurch möglich wird, daß die Teilchen im Moment ihrer Umwandlung besonders beweglich sind. Bei mehr als 20 % K entstehen aus der Schmelze zunächst Kristalle mit kleinem Achsenwinkel, die mit zunehmendem Gehalt an K ganz allmählich in die $K\beta$ entsprechende Modifikation übergehen sollen. Mit sinkender Temperatur entsteht daraus eine neue Modifikation mit größerem Achsenwinkel und schwächerer Doppelbrechung, die ebenso allmählich wie die vorige mit zunehmendem Gehalt an K in $K\beta$ übergehen soll. Bei einem Gehalt an 20—45 % K entsteht aus dieser Modifikation zwischen 104—50° eine $Am\gamma$ analoge, so daß deren Bereich hier erheblich ausgedehnter ist als bei reinem Am. Aus Mischungen mit 32—50 % K bilden sich unterhalb ca. 50° Konglomerate von Kristallen der Form $Am\gamma + K\beta$.

(Cs, Rb)NO_3. Zwischen $Cs\alpha$ und $Rb\beta$ besteht unbeschränkte Mischbarkeit, ebenso zwischen $Cs\beta$ und $Rb\gamma$; die Umwandlungstemperatur erreicht bei ca. 50 % Cs mit 136° ihr Minimum. Eine Modifikation der Form $Rb\alpha$ existiert nur oberhalb ca. 245—219° mit 75—100 % Rb.

(Rb, Tl)NO_3. Die Feldergrenzen verlaufen sehr ähnlich wie vorher; indessen tritt unterhalb 80—0° ein Feld mit Formen $Tl\gamma$ für Mischungen von 100—72 % Tl hinzu.

(Tl, Cs)NO_3. Es gilt ähnliches wie vorher, indessen fallen Mischkristalle der Form $Rb\alpha$ fort.

(K, Tl)NO_3. Bei der geringen Ähnlichkeit der Modifikationen beider Komponenten ist die Mischbarkeit erheblich beschränkter als vorher. Bei mehr als 5 % K entstehen bereits Konglomerate, und zwar unterhalb 172° zunächst solche der Formen $K\alpha + Tl\alpha$, unterhalb 122° solche der Formen $K\alpha + Tl\beta$, endlich unterhalb 90° von $K\beta + Tl\gamma$. Bei 34—100 % K besteht unbeschränkte Mischbarkeit, oberhalb 90—126° in der Form $K\alpha$, unterhalb dieses Temperaturintervalles in der Form $K\beta$.

(Rb, K)NO_3. Die Mischbarkeit ist bei gewöhnlicher Temperatur nur eine beschränkte. Zusatz von Rb bewirkt zunächst keine Formänderung, aber gegenüber $K\beta$ eine Verkleinerung des Winkels der optischen Achsen, die schließlich in die Ebene {010} übergehen (dieselbe Wirkung hat in den Mischkristallen auch Temperaturerhöhung). Wird $Rb : K > 10 : 6$, so werden die Mischkristalle undeutlich und bei weiterer Zunahme von Rb entstehen Kristalle vom Habitus $Rb\gamma$. Oberhalb 219° scheint vollständige Mischbarkeit in der Form $Rb\alpha$ zu bestehen. Bei einem Gehalt bis zu 8 % Rb erscheinen auch Mischkristalle der Form $K\alpha'$.

(K, Cs)NO_3. Auch hier besteht eine große Lücke in der Mischbarkeit für 33—50 % K. Für Mischkristalle der Form $Cs\beta$ schwankt die Umwandlungstemperatur in solche der Form $Cs\alpha$ zwischen 145 und 110°.

O. Mügge.

H. Preiswerk: Diopsid aus dem Eozoonkalk von Côte St. Pierre (Canada). (Zeitschr. f. Krist. **40**. 1905. p. 498—500. Mit 1 Textfig.)

Der typische Eozoonkalk von der Ferme Côte St. Pierre bei Papineauville zwischen Montreal und Ottawa in Canada wird begleitet von grobkristallinischen Kalken, in denen derbe Massen von blauem Apatit, große Muscovitkristalle, ferner Olivin, Knollen von dichtem grünen Serpentin, sowie dunkle Körner sich finden, die aus haarförmig angeordnetem Chrysotil bestehen und häufig randlich an Eozoon erinnernde Struktur aufweisen. Ferner sind linsenförmige Partien zu beobachten, in denen der Kalk sehr grobkörnig wird und welche die in Rede stehenden Diopsidkristalle enthalten. Diese sind meist nahe isometrisch, nach der c-Achse verkürzt und messen höchstens 2 cm. Die Flächen der Prismenzonen sind meist glatt und glänzend, die übrigen vorwiegend matt. Im ganzen sind es die folgenden:

a (100), b (010), c (001), m (110)
z (021) p ($\bar{1}01$), n (111), s ($\bar{1}\bar{1}1$), o ($\bar{2}\bar{2}1$).

Vollkommene Spaltbarkeit nach c, um so weniger, je frischer die Kristalle; u. d. M. schmale Zwillingslamellen nach c. Auslöschungsschiefe auf b = 38° 18′ ($\pm$ 0° 50′).

An Prismen wurde bestimmt:

$$\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3} = 1{,}6764 \text{ (Li)}, = 1{,}6803 \text{ (Na)}, = 1{,}6839 \text{ (Tl)}.$$

Optischer Achsenwinkel in Luft für Weiß = 58° 58′, am nächsten übereinstimmend mit Wülfing's Wert für reinen Diopsid.

Die Analyse ergab:

53,70 SiO_2, 0,95 Al_2O_3, 0,32 Fe_2O_3, 0,65 FeO, 19,04 MgO, 25,45 CaO, 0,47 Glühverlust; Sa. 100,58.

MgO + FeO überwiegt atomistisch über CaO. Aus diesen Zahlen berechnet sich folgende Zusammensetzung:

96,25 % $CaMgSi_2O_6$ + 1,92 % $FeMgSi_2O_6$
+ 1,51 % $MgAl_2SiO_6$ + 0,32 % $MgFe_2SiO_6$.

Max Bauer.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Anthophyllit aus dem Biotit-Granitit von Fonte del Prete (Elba). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. **3**. 1905. p. 2 u. 3.)

Der Anthophyllit bildet unregelmäßig rundliche Stücke, 1 cm dick, von feinfaserigem, seidenglänzendem, weißem bis braungrauem Aussehen im Biotit-Granitit. Im Innern sind die Stücke meist hohl und außen mit Biotitschuppen bedeckt. Das Elbaner Vorkommen entspricht dem von Dürrenberg und Weißkirchen a. Donau, wo in der Grenzzone von Gneis und Dioritschiefer Olivinfelsschollen in Anthophyllit und Anomit umgewandelt sind, auch ähnlichen Bildungen von Linz, sowie den bekannten Kugeln von Hermannschlag in Mähren. In Elba stehen ganz nahe Serpentine an, so daß auch hier eine Entstehung des Anthophyllits aus Olivin durch Ver-

mittlung des SiO_2-reichen Granitmagmas nicht unwahrscheinlich ist nach der Formel:

$$\underset{\text{Olivin}}{(Mg, Fe)_2 SiO_4} + SiO_2 = \underset{\text{Anthophyllit}}{2(Mg, Fe) SiO_3}.$$

Max Bauer.

G. P. Merrill: On the origin of veins in asbestiform serpentine. (Bull. geol. soc. of Amer. **16**. p. 131—136. Taf. 33—34.)

Nach der Beschreibung einer Reihe von Chrysotiladern in einem Block von Serpentin bei Thetford, Canada, und nach der Erörterung der Theorien, die zur Erklärung von Spalten im Serpentin und deren nachträglicher Ausfüllung mit Chrysotil aufgestellt worden sind, kommt Verf. zu dem Schluß, daß die Spalten verursacht werden durch eine Schrumpfung infolge des Übergangs einer sehr wasserreichen kolloidalen Substanz in eine wasserärmere stärker kolloidale Form, unterstützt vielleicht durch einen Verlust von Kieselsäure, d. h. durch einen Vorgang ähnlich dem, durch welchen Klüfte in Toneisensteinknollen entstehen. Die Ausfüllung erfolgt durch Kristallisationen, die von den Spaltenwänden aus nach innen hingehen.

W. S. Bayley.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Datolith von Pareu Cailor bei Pozoritta (Bukowina). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. **3**. 1905. p. 4—6. Mit 1 Textfig.)

Auf Klüften eines diabasartigen Gesteins auf den Halden einer Roteisensteingrube, deutliche Kriställchen von Datolith von 3 mm Größe, farblos oder weiß. Begrenzungsflächen:

a (100), b (010), c (001),
g (110), m (120), t (320),
M (011), Δ (111), σ (522), ν ($12\bar{2}$).

Gemessen wurden vier Kristalle; die Messungsresultate sind mit den aus dem Dauber-Lüdecke'schen Achsensystem berechneten Werten zusammengestellt. Einige Flächen, besonders g, zeigen Neigung zur Ausbildung von Vizinalflächen. Die Begrenzung der Kristalle steht dem „regelmäßigen Typus" Lüdecke's nahe. Ein Kristall ist durch hypoparallele Verwachsung zweier Individuen gebildet. Daß es kein Zwilling ist, zeigen die Ätzfiguren mit kochender HCl, die überall parallel stehen und auf allen Flächen der Symmetrie des Datolith entsprechen. Die Figuren auf M unterscheiden sich durch die scharf ausgeprägte Asymmetrie von den von Baumhauer beschriebenen, die auf c stimmen mit den letzteren überein. G. = 2,989, in Methylenjodid, mittels Westphal'scher Wage.

Max Bauer.

A. Lacroix: Sur la grandidiérite. (Bull. soc. franç. de min. **27**. p. 259—265. 1904.)

Der Grandidierit ist an der früher (dies. Jahrb. 1903. I. -388-, woselbst, Zeile 5, (010) und (100) zu vertauschen sind) beschriebenen Stelle, begleitet von Almandin, Pleonast, etwas Biotit und Andalusit; sie werden von den bis zu 8 cm langen Grandidierit-Individuen poikilitisch umschlossen. Mittels Totalreflexion wurde für Na bestimmt: $\alpha = 1{,}6018$, $\beta = 1{,}6360$, $\gamma = 1{,}6385$; daraus $2V = 30^0\,16'$ (gemessen $2E = 49^0\,30'$ Na, daraus $2V = 29^0\,40'$[1]). Platten senkrecht zu einer optischen Achse, und beim Neigen auch schon solche senkrecht zur spitzen Bisectrix, zeigen blaue Büschel auf hellem Grunde, und zwar liegen die Büschel bei Anwendung eines Polarisators senkrecht zur Trace der optischen Achsenebene, wenn dessen Hauptschnitt parallel derselben liegt.

Der Grandidierit ist vor dem Lötrohr unschmelzbar; eine Analyse von Pisani an mittels Methylenjodid gereinigtem Material ergab Abwesenheit von Bo, F und Ti und folgende Zahlen: 20,90 SiO_2, 52,80 Al_2O_3, 6,60 Fe_2O_3, 4,86 FeO, 9,65 MgO, 2,10 CaO, 2,22 Na_2O, 0,40 K_2O, 1,25 H_2O; Sa. 100,78. Das entspricht der Formel: $7\,SiO_2 . 11\,(Al, Fe)_2O_3 . 7\,(Mg, Fe, Ca)O . 2\,(Na, K, H)_2O$. Danach ist das Mineral chemisch (wie auch physikalisch) durchaus verschieden vom Serendibit. Durch Zersetzung geht aus ihm eine grüne, faserig-blätterige, anscheinend dem Kryptotil ähnliche Substanz hervor. Einmal wurde der Grandidierit in regelmäßiger Verwachsung mit einem farblosen Mineral angetroffen, bei dem die Ebene der optischen Achsen und eine Auslöschungsrichtung 11° zur geraden Grenzlinie beider Minerale geneigt waren, das aber sonst in optischer Hinsicht dem Grandidierit ähnlich war. Unter den begleitenden Mineralen zeichnen sich mikroskopische Kriställchen von Andalusit dadurch aus, daß in einem Schnitt // {100} gefärbte und ungefärbte Partien längs {001} und {021} sich voneinander abgrenzen. **O. Mügge.**

A. Lacroix: Sur un gisement de redontite à la Martinique. (Bull. soc. franç. de min. **28**. p. 13. 1905.)

Die Andesite einiger Eilande an der Küste von Martinique, welche die Zufluchtsstätte zahlloser Seevögel sind, werden von einer mindestens 7—8 cm mächtigen Kruste eines braunen, zonar struierten kompakten Minerals überkrustet, von dem man in Hohlräumen gelegentlich chalcedonähnliche Fasern mit einer negativen Doppelbrechung etwas stärker als Quarz erkennt. Die Zusammensetzung ist: 41,20 P_2O_5, 34,20 Al_2O_3, Spuren von CaO und MgO, 24,50 H_2O. Die löslichen Guanophosphate haben die unterlagernden Andesite vollständig zersetzt, ihre Feldspate und Pyroxene sind opalisiert, ihre Magnetite verschwunden. Seiner Entstehung und dem mikroskopischen Verhalten, weniger seiner Zusammensetzung nach

[1] Der früher für Li angegebene Wert $2E = 52^0$ bezieht sich auf Tl.

ähnelt das Phosphat einem von der Insel Connetable durch Carnot beschriebenen, in etwas auch Shepard's Redontit. Neben der Stärke der Einwirkung der löslichen Guanophosphate auf Feldspat, Pyroxen und Gesteinsglas ist auffallend, daß anscheinend dasselbe Phosphat aus der Zersetzung ganz verschiedenartiger Gesteine entsteht; es erinnert das an die Gleichförmigkeit der aus ganz verschiedenartigen Gesteinen durch lateritische Zersetzung hervorgehenden Böden. **O. Mügge.**

L. C. Graton and W. T. Schaller: Purpurite, a new mineral. (Amer. Journ. of Sc. **20**. p. 146—151. 1905.)

In zinnsteinführenden Pegmatiten wurde in der Faires Mine bei Kings Mountain, Gaston Co., Nord-Carolina, ein neues Mineral von purpurner Farbe entdeckt. Später fand es sich auch in San Diego Co., Kalifornien, und zwar in den Pegmatitgängen am Hiriart-Hügel, Pala, mit Triphylin.

Der Purpurit der Faires-Grube bildet kleine unregelmäßige Massen, anscheinend meist als Kluft- und sonstige Hohlraumausfüllungen zu deuten. Unter den primären Mineralien der Pegmatite sind zu erwähnen: Zinnstein, Turmalin, Apatit, Spodumen, Lepidolith und ein gelblichbraunes, Li-haltiges Phosphat, zweifelsohne Lithiophilit. Mangandioxyd erscheint vielfach in warziger Bekleidung auf anderen Mineralien in teilweise verwitterten Pegmatitstücken. Im Zinnstein ist oft Ilmenit eingeschlossen. Der Lithiophilit ist immer von einer schwarzen Kruste umgeben und einmal erschien der Purpurit zwischen ihr und dem Lithiophilit. Wahrscheinlich ist danach der Purpurit der Pegmatite dadurch entstanden, daß Lithiophilit durch oxydierende Lösungen zerstört wurde. Li wurde fast vollständig entfernt, während Eisen und Mangan zu Sesquioxyden oxydiert wurden und mit Wasser und der Phosphorsäure zu einem wasserhaltigen Manganiferriphosphat, dem Purpurit, kristallisierten.

Wahrscheinlich ist Purpurit rhombisch. Kristallformen fehlen. Spaltbarkeit anscheinend pinakoidal und dazu weniger deutlich eine rechtwinkelige. Bruch uneben, etwas spröde. H. 4—4,5. Spez. Gew. ca. 3,15. Farbe tief rot, zuweilen mit leichtem Bronzeglanz und öfter auf Spaltflächen dunkler als außen. Pulver entschieden purpurn oder tief rosenrot. Seidiger Schein auf Bruchflächen. Pleochroitisch, Schwingungen parallel den Spaltrissen tief scharlachroth zu rosenrot neigend, senkrecht dazu stärkere Absorption und schöne Purpurfarbe. Kleine Abweichungen der Auslöschungsrichtungen von den Spaltrissen beruhen vielleicht auf nicht parallelem Wachstum, oder sie deuten auf monoklines System. Richtung größter optischer Elastizität parallel den Spaltrissen. n wahrscheinlich zwischen 1,60 und 1,65. Doppelbrechung stark.

Wie beim Vorkommen von Nord-Carolina ist der Purpurit aus Kalifornien von einem schwarzen Material umgeben, das augenscheinlich ein Verwitterungsprodukt von Triphylin bezw. Lithiophilit ist.

Mit Salzsäure entwickelt Purpurit Chlor.

				Durchschnitt	Verhältniszahlen	
Fe_2O_3	15,89			15,89	1,03	2,96
Mn_2O_3	29,35	30,47	27,93	29,25	1,93	
P_2O_5	47,64	46,96		47,30	3,47	
H_2O	5,26			5,26	3,04	
CaO	1,48			1,48	0,27	0,41
Na_2O	0,84			0,84	0,14	
Li_2O	Spur			Spur	—	
Unlösliches	0,52			0,52	—	
				100,54		

Bei 105° werden 3,31 % Wasser abgegeben.

Formel: $\overset{III}{R}_2O_3 . P_2O_5 + H_2O$, wobei R = Mn und Fe.

Bekanntermaßen gibt es nur wenige solcher wasserhaltigen Phosphate mit dreiwertiger Base, so Strengit, dieser enthält aber mehr Wasser.

Purpurit schmilzt leicht, gibt im geschlossenen Röhrchen Wasser ab und wird gelblich braun. Leicht löslich in Salzsäure, während in Salpetersäure ein schwarzes Manganoxyd ausfällt. **F. Rinne.**

Vorkommen der Mineralien. Fundorte.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Die Minerale der Graphitlagerstätte von Regens bei Iglau (Graphit, Wavellit, Variscit, Kaolin, Chloropal). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. **3**. 1905. p. 3, 4.)

Die Lagerstätte ist kristallinen Schiefern eingeschaltet.

Graphit. Feinschuppige Aggregate oder Bestandteil des Schiefers, der außerdem noch Quarz enthält, sowie kleine gelbgrüne, schwach doppeltbrechende, sekundär infiltrierte, Aggregatpolarisation zeigende Partien von Chloropal. Es ist ein Quarz-Graphitschiefer.

Wavellit. Blaugrüne, halbkugelige, radialfaserige Aggregate auf einem zersetzten pegmatitischen Gestein, oder graugrüne strahlige Rosetten auf dem Graphitgestein. Durch qualitative Analyse bestimmt.

Variscit. Dünne, apfelgrüne, nierige, radialfaserige Überzüge auf Klüften des genannten Pegmatits, die beim Glühen v. d. L. violettrot werden. Auch hiervon wurde eine qualitative Analyse gemacht. Dieser Variscit ist die Unterlage des erwähnten Wavellits. Außerdem bildet der Variscit noch in innigem Gemenge mit Chalcedon den Kitt des zersetzten Pegmatits.

Chloropal. Dichte, weiche, kantendurchscheinende, zeisiggrüne Massen, oft von Graphitschüppchen durchsetzt; beim Betupfen mit Kalilauge braun (Nontronit). U. d. M. wenig doppeltbrechend. Charakteristisches Mineral auch für andere Graphitlagerstätten.

Kaolin. Stammt z. T. aus dem zersetzten Pegmatit. Auch er ist für solche Lagerstätten charakteristisch. **Max Bauer.**

J. Uličný: Mineralogische Nachlese in Westmähren. (Anzeiger des naturw. Klubs in Proßnitz für 1905. p. 51—54. Proßnitz 1905 Böhmisch.)

Angabe von neuen Fundorten für Mineralien, die größtenteils bereits von nahen Lokalitäten bekannt waren: Granat, Quarz- und Opalvarietäten Serpentin, Magnesit, Sillimanit, Disthen, Nontronit, Limonit. In einem Quarzgerölle von Unterkloster bei Třebič wurden drei kleine Adern von gediegenem Gold gefunden. Eine sehr ergiebige neue Lokalität von schönen grünen und schwarzen Serpentinopalen ist Nihov bei Groß-Biteš. **Fr. Slavik.**

A. Sigmund: Über einige seltene Minerale in Niederösterreich. (Min. u. petr. Mitt. **23**. 5 p.)

Die mit einer Ausnahme nur an je einer Stelle und auch da nur spärlich vorkommenden für jene Gegend seltenen Mineralien sind: das Gelbbleierz von Annaberg und vom Schwarzen Berg bei Türnitz, der Vanadinit von Annaberg, das „Tigererz" vom schwarzen Berg bei Türnitz, das Antimonfahlerz von Grossau bei Reichenau, endlich der Wad von Fischau am Steinfelde.

Gelbbleierz. Aus dem silberhaltigen Bleiglanz von Annaberg nahe der Erdoberfläche entstanden. Bildet lose, zarte, tafelförmige, orange- bis wachsgelbe Kristalle, die zuweilen auch auf grauem Triaskalk sitzen. Die bis 0,5 cm breiten und bis 1 mm dicken Tafeln zeigen außer Prismen und Basis noch das Oktaeder $\frac{1}{3}$P (113). Das Gelbbleierz vom Schwarzen Berg bei Türnitz bildet oktaedrische, etwas blassere Kristalle P (111), die mit Zinkspat auf demselben Kalk sitzen und die auf ihrer Spitze die ungefähre Hälfte einer kleineren Pyramide wie einen Hut in paralleler Stellung aufgesetzt tragen, ähnlich wie beim Szepterquarz. Von demselben Fundort stammt das Tigererz, ein 0,008 % Ag enthaltender Bleiglanz, der in Form von erbsen- bis haselnußgroßen Körnern im Kalk eingesprengt ist. Vanadinit bildet eine kleine Druse bis 2 mm langer, brauner und fettglänzender, hexagonaler Prismen auf Dolomit am Gsenger bei Annaberg. Ein Siderit-Antimonfahlerz-Gangstück stammt von der Erzlinse am Südostfuße der Rax ober Grossau bei Reichenau, die bei Anlage eines Entwässerungsstollens angefahren wurde. Das Fahlerz ist nur derb und lichtstahlgrau und enthält 14,73 % Cu sowie $\frac{3}{4}$ Gramm Ag in 1 kg Erz (0,075 % Ag). Wad, teils rein, teils als Imprägnationen des Hallstätter Kalks bei Fischau am Steinfelde. Es sind lockere Ausfüllungsmassen oder Dendriten. Auch findet sich das Mineral als Imprägnation vom schwarzen Kalkspat auf Klüften eines miocänen Konglomerats oder als kleine faserige Klümpchen, auch staudenförmig und dendritisch sowie als nierenförmige Aggregate, stellenweise in Lagen mit Kalkspat in Spalten symmetrisch abwechselnd. Das Wad stammt wahrscheinlich von einem manganhaltigen Eisenspat ab. **Max Bauer.**

Giovanni D'Achiardi: I minerali dei marmi di Carrara. (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa. Memorie. 21. 1905. 11 p. Mit 6 Textfig.) [Vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -30-.]

Mineralien finden sich reichlich im Marmor von Carrara, häufig eingeschlossen im Gestein, u. d. M. zu beobachten, besonders in den unreinen, gefärbten Varietäten, oft auch gut kristallisiert auf Drusen und auf Klüften und Spalten, besonders Quarz, vorzugsweise im reinen farblosen Gestein. Die Bildung der Drusen beruht auf der Wirkung des Wassers, sie sind jünger als die Umwandlung des Kalks in Marmor, während die im Gestein eingeschlossenen Mineralien gleichzeitig mit der Ablagerung oder doch mit der Umwandlung des Kalks entstanden sind. Das Vorkommen und die Verbreitung dieser Mineralien ist durch das ganze Marmorgebiet der apuanischen Alpen dasselbe und es besteht kein Unterschied zwischen Carrara, Seravezza und Pietrasanta. Hier werden vorläufig die in diesen Marmoren auftretenden vier Carbonate beschrieben.

Kalkspat. Er wird in den Drusen von Quarz, Dolomit Gips etc. begleitet. Auf Spalten bildet er hübsche skalenoedrische Kriställchen meist mit Albit oder spätige Schnüre, oft von äußerster Feinheit. Die skalenoedrische Form der meisten Kristalle ist gewöhnlich stark verzerrt und der Anblick eigentümlich. Zuweilen ist ein gummiartiger Glanz zu beobachten, zuweilen sind sie matt. Kristalle von Carrara ergaben die Zusammensetzung:

1,90 $MgCO_3$, 98,10 $CaCO_3$; Sa. = 100,00.

Die Kristalle gehen von geringer Größe bis zu 4—5 cm. Die kleinsten, auf den Drusen- und Spaltenwänden Krusten bildenden sind wasserhell, die Flächen der größeren sind meist unregelmäßig und korrodiert und zuweilen mit einer leichten Limonitschicht bedeckt. Auch die kleinen geben meist keine guten Messungsresultate. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden, je nachdem das Hauptrhomboeder (100) = (10$\bar{1}$1), oder das gewöhnliche Skalenoeder (20$\bar{1}$) = (21$\bar{3}$1) vorherrscht. Die beobachteten Formen sind:

r = (100) = (10$\bar{1}$1)	f = (11$\bar{1}$) = (02$\bar{2}$1)
M = (3$\bar{1}$1) = (40$\bar{4}$1)	v = (20$\bar{1}$) = (21$\bar{3}$1)
e = (110) = (01$\bar{1}$2)	w = (410) = (31$\bar{4}$5)
φ = (33$\bar{2}$) = (05$\bar{5}$4)	?a = (10$\bar{1}$) = (11$\bar{2}$0)

Sie geben die folgenden Kombinationen:

1. rMv; 2. Mwv; 3. rMev; 4. rMefv; 5. rMeφfv; 6. rMeφfva?; 7. rMeφfwv.

Am häufigsten ist rMv, noch unsicher No. 6, nur einmal beobachtet No. 2, 5 und 7. Eine Winkeltabelle zeigt im allgemeinen gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und berechneten Werten. Für r wurde im Mittel gefunden 74° 54½'. r fehlt fast keinem Kristall, ist aber an denen vom skalenoedrischen Habitus sehr klein. Meist zeigt sich eine charakteristische Flächenbeschaffenheit. Außer den schon erwähnten Adern, die bei stärkerer Anhäufung den Preis des Marmors erheblich vermindern,

finden sich nicht selten auf Spaltenwänden dünne, gelbliche Sinterkrusten mit rundlicher Oberfläche (siehe auch das nächste Ref.).

Dolomit. Häufig weiße, manchmal braune, zuweilen perlmutterglänzende trübe Hauptrhomboeder mit krummen und rauhen Flächen und oft Zwillinge nach der Basis, aufgewachsen in den Drusen in Form sattelförmiger Gruppen. Die Analyse ergab:

55,95 $CaCO_3$, 44,31 $MgCO_3$; Sa. = 100,26.

Malachit und Kupferlasur bilden mit Eisenhydroxyd dünne erdige Beschläge auf Marmor. **Max Bauer.**

G. D'Achiardi: I minerali dei marmi di Carrara. Aggiunte alle parti 1a e 2a. (Proc. verb. d. Soc. Tosc. di Sc. nat. 11. März 1906. 3 p. Mit 2 Textfig.)

Als Ergänzungen zu seinen früheren Mitteilungen über die Mineralien aus dem Marmor von Carrara (vergl. die beiden vorhergehenden Ref.) beschreibt Verf. folgende Vorkommen:

1. Kalkspatzwilling. Dieser einzige von ihm beobachtete Zwilling sitzt auf weißem Marmor. Er ist durchsichtig, farblos und hat ein rhombisches Aussehen. Zwillingsfläche ist eine Fläche von (110) = (01$\bar{1}$2), dem nächsten stumpferen Rhomboeder. Die Begrenzung bilden die Formen: (100) = (10$\bar{1}$1) und (20$\bar{1}$) = (21$\bar{3}$1). Der Kristall ist nach der Kante [$\bar{2}$01 : 100] stark gestreckt, so daß die Flächen dieser Zone groß sind, die übrigen sind dagegen klein und z. T. sehr klein. Die Winkelmessungen bestätigen diese Deutung.

2. Nadelig-faseriger Schwerspat. An einigen Exemplaren des Marmors aus verschiedenen Brüchen findet sich zwischen Kristallen von Quarz, Dolomit und Kalkspat ein weißes, lebhaft glänzendes, nadelig-faseriges Mineral von dem Aussehen des Tremolit. Die Nädelchen bilden dünne Büschel. Sie sind in einer Richtung sehr verdünnt und zeigen u. d. M. am Ende zwei sehr schmale Prismenflächen, die sich unter 78° schneiden. An den Kanten sind sie wie sägenförmig. Weiter sind sie zweiachsig, löschen nach den Kanten aus, lösen sich nicht in Säuren, geben Heparprobe und haben Härte = 3. Daher werden sie für Schwerspat gehalten. **Max Bauer.**

G. D'Achiardi: I minerali dei marmi di Carrara (Parte terza). Epidoto. Miche. Anfiboli. Albite. Scapolite. (Atti Soc. Tosc. di Sc. Nat. in Pisa. Memorie. 22. 1906. 14 p. Mit 5 Textfig.) [Vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -30- und die beiden vorhergehenden Ref.]

Silikate sind mit Ausnahme des verbreiteten Albit selten. Sie sind mit wenigen Ausnahmen sehr sporadisch im Marmor, oder bilden dünne Überzüge oder kleine Äderchen oder sie nehmen Teil an der Zusammensetzung des Bindemittels der breccienartigen Marmore. Verf. berücksichtigt

nur die Mineralien im Marmor nach den im mineralogischen Institut der Universität Pisa aufbewahrten Stücken.

Epidot. Im Bruch von Lorano basso fand sich mit Quarz, Kalkspat und Dolomit ein äußerst dünnes grünliches Kristallnädelchen, das zuerst für Turmalin gehalten worden war. Letzteres Mineral ist aber nicht mit Sicherheit im Marmor von Carrara gefunden und auch dieses Kriställchen hat sich bei der Messung als Epidot erwiesen (vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -30-).

Glimmer. Äußerst dünne Überzüge, Äderchen und Flecken, silberweiß, gelblich und grünlich, chlorit- oder talkähnlich, auch sericitisch. Die Analysen haben ergeben: I. Gelblich silberweißer sogen. Sericit von dem Bruch von Polvaccio. II. Grünlicher sogen. Chlorit aus der Grube von Canal Bianco. III. Graulichgrüner sogen. Talk von dem Bruche von Polvaccio.

	I.	II.	III.
H_2O bei 110°	2,15	4,77	0,18
Glühverlust			9,49
SiO_2	55,53	45,78	43,40
Al_2O_3	23,66	29,30	23,21
Fe_2O_3	3,09	Spur	5,35
CaO	0,09	5,01	7,24
MgO	3,67	4,41	1,93
K_2O	(11,81)	9,05	7,71
Na_2O		1,66	1,04
	100,00	99,98	99,55

Die Analyse I entspricht der Zusammensetzung des Sericits, II der eines Muscovits. In III beruht der große Glühverlust auf einem Gehalt an $CaCO_3$, der sich auch durch schwaches Aufbrausen mit HCl bemerkbar macht.

Amphibole? Einige sehr feinfaserige weiße Aggregate aus der Fossa degli Angeli sind für Tremolit gehalten worden, Verf. glaubt sie eher dem Schwerspat zurechnen zu müssen (vergl. Min. di Carr. Zusatz zu 1 u. 2.)

Albit. Ist, im Gegensatz zu früheren Annahmen, sehr häufig und bildet Drusen wohl auskristallisierter Zwillinge, nach dem Albitgesetz, seltener einfacher Individuen im Kalk bis zu 2 cm Größe. Die Kristalle sind z. T. farblos und durchsichtig, z. T. auch trübe, milchweiß und schmutzigweiß. Ein Zwilling nach dem Albitgesetz, an dessen eines Individuum ein drittes nach dem Karlsbader Gesetz angewachsen war, wurde kristallographisch, optisch und chemisch von Viola eingehend beschrieben. Er bestimmte die Flächen: (010), (0$\bar{1}$0), (130), (110), (1$\bar{1}$0), ($\bar{1}$10), ($\bar{1}\bar{1}$0), ($\bar{1}$30), (1$\bar{3}$0), (001), (00$\bar{1}$), ($\bar{2}$0$\bar{1}$) und ($\bar{2}$01). Auf (010) war die Auslöschungsschiefe zur Prismenkante $= +21\frac{1}{2}^0$ und mit dem Abbe-Pulfrich'schen Totalreflektometer wurden die Brechungsexponenten:

$$\alpha_D = 1{,}52823; \quad \beta_D = 1{,}53232; \quad \gamma_D = 1{,}53887$$

und hieraus: $2V = +76^0\,55'$ gefunden. Die Analyse ergab nur Spuren von CaO und kein K_2O, sonst die Zahlen unter I in der folgenden Tabelle.

Verf. hat zahlreiche Kristalle untersucht. Eine Analyse lieferte die Werte unter II, und diese nach Berechnung auf 100 unter Vernachlässigung des Wassers und des Glühverlusts, die Zahlen unter III.

	I.	II.	III.
SiO_2	68,70	67,69	67,75
Al_2O_3	19,47	19,96	19,98
CaO	Spur	0,56	0,56
MgO	—	Spur	—
K_2O	—	0,40	0,40
Na_2O	11,83	11,30	11,31
H_2O (110°)	—	0,12	—
Glühverlust	—	0,20	—
		100,23	100,00

Diese letzteren Werte für K_2O, Na_2O und CaO führen auf die Mischung: 2,37 Mol. Orthoklas + 95,92 Mol. Albit + 2,79 Mol. Anorthit.

Die Kristalle erlaubten dem Verf. keine vollständigen und genauen Messungen, doch konnte daraus das gewöhnliche Vorkommen der Formen: (010), (130), (110), (110), (1$\bar{3}$0), (001) und ($\bar{1}$01) entnommen werden, nur ausnahmsweise fand sich (201) an Stelle von ($\bar{1}$01). Sehr selten ist ($\bar{1}$11) und ($\bar{1}\bar{1}$1), sowie vielleicht (150). Alle Kristalle sind tafelig nach (010); aber bei dem einen Typus herrschen die Prismenflächen, während (001) und ($\bar{1}$01) klein sind, beim anderen Typus sind die Prismen sehr verkürzt und die Kristalle nach der a-Achse, Kante [001, 010], stark gestreckt. Selten sind die vorderen Prismenkanten sehr lang, die hinteren sehr kurz. Einfache Kristalle wurden vom Verf. nicht beobachtet. Ganz gewöhnlich sind Albitzwillinge, nach deren Gesetz bis zu 4 Individuen verwachsen sind. Auch das Karlsbader Gesetz ist nicht selten zu beobachten, aber nie an einfachen Kristallen, sondern es sind Albitzwillinge in dieser Weise verwachsen. Nicht selten sind auch Parallelverwachsungen nach Prismenflächen und Übereinanderwachsungen mit zusammenfallenden Längsflächen (010), wobei die Flächen (001) und ($\bar{1}$01) mehrfach übereinander einspringende Winkel an den Prismenkanten bilden, die dadurch sägenförmig werden.

Skapolith? Dafür werden kleine farblose, an den Enden etwas faserige, stark doppeltbrechende, gerade auslöschende, optisch negative Täfelchen gehalten. **Max Bauer.**

G. B. Richardson: Report of a Reconnaissance in trans-Pecos, Texas, north of the Texas and Pacific Railway. (Univ. of Texas Min. Surv. Bull. No. 9. p. 117.)

Die in diesem Report besprochene Gegend enthält Erze von Zinn, Silber und Kupfer in nutzbaren Mengen, sowie auch Gold, Blei-

erze, Gips, Salz, Petroleum und gediegenen Schwefel. Malachit auf Spalten in permischem Kalk findet sich in den Guadalupe Mountains der Mexican line.

Salz. Steinsalz kommt in großen Mengen an der Oberfläche von flachen Seen vor, ungefähr 15 miles südwestlich von El Capitan Peak. Erdiger unreiner Gips bildet den Boden und die Seiten dieser Depressionen. In einigen der Seen wurden Borax und Kalisalze gefunden. Strontium ist in dem Gips und Lithium in den Salzablagerungen enthalten. Das wichtigste Becken bedeckt eine Fläche von 45 acres. Bei nassem Wetter wird das Salz ganz rein und es entstehen trichterförmige Kristalle. Eine Analyse von S. H. Worrell hat ergeben:

59,5 Cl, 38,6 Na, 0,1 Ca, 0,2 Mg, 1,2 SO_4, 1,0 H_2O; Sa. 100,6.

Die Salzlager in dem See erreichen zuweilen eine Dicke von 6 Zoll, gewöhnlich beträgt diese aber nur 1 Zoll. Die Masse ist graulich weiß und grobkristallinisch. Eine Analyse dieser Kruste, die das Handelsprodukt darstellt, ergab nach Worrell:

97,3 NaCl, 1,4 Na_2SO_4, 0,6 SiO_2, 0,6 Al_2O_3, Fe, Mg, Ca, K in Spuren; Sa. 99,9.

Wenn die oberflächliche Ablagerung entfernt wird, tritt Salzwasser an ihre Stelle und wird wiederum inkrustiert. Der Ersatz scheint unerschöpflich. Es wird vermutet, daß er seine Quelle in einem ausgelaugten Salzlager oder in salzführenden Schichten habe, mit denen das Grundwasser in Berührung kommt. Große Mengen des Materials sind gewonnen und weggeführt worden.

Borax. Die Verdunstungskruste auf einem See 2 miles südöstlich von dem Salzsee wurde von E. M. Skates analysiert. Ihre Zusammensetzung wurde folgendermaßen gefunden:

73,0 (Na_2, Mg, Ca) SO_4, 18,3 NaCl, 8,7 Borax; Sa. 100,0.

Kohle. Ein Kohlenflöz, 6 Fuß mächtig, wurde entdeckt beim Graben eines Brunnens, 8 miles nordöstlich von Fort Hancock. Kohle soll auch an verschiedenen anderen Orten in diesem Distrikt vorkommen. In allen Fällen ist sie vom Alter der oberen Kreide. Sie ist noch nicht abgebaut worden.

Petroleum. Viele Spuren von Erdöl sind beim Brunnengraben angetroffen worden, aber nirgends haben sich nutzbare Mengen davon gefunden. Das wenige, das gesammelt worden ist, enthält 1 % Schwefel und 14 % eines über 662° F. siedenden Rückstands. Die Hälfte des Öls geht zwischen 617° und 662° F. über. Die geologischen Verhältnisse scheinen für die Gewinnung größerer Mengen ungünstig zu sein.

Schwefel. Gediegener Schwefel, verbunden mit Gips, kommt an einigen Orten im Nordosten von El Paso und im Norden von Reeves County vor. Bei Maverick Spring im Toyah Basin findet sich der Schwefel in einer kahlen, flachen, mit Gips bedeckten Gegend. Er bildet einen dünnen amorphen Überzug über dem Gips, und durchsetzt auch in kleinen Mengen die Masse. Kleine Kriställchen sind in einem erdigen Lager von 3 Fuß Dicke eingeschlossen, auch bildet er eine kompakte Schicht von

2 Fuß Mächtigkeit. Der Boden der Gegend, Sand und Kies, sind in dem Maß mit Schwefel imprägniert, daß ein bis zu einer Tiefe von 41 Fuß ausgeführter Versuch einen mittleren Schwefelgehalt von 26 % ergab. Man schätzt, daß an dieser Stelle bis zu der Tiefe von 40 Fuß 300 000 t Schwefel vorhanden sind. Das Wasser in der Nähe ist stark schwefeldioxydhaltig. Bei Rustler Springs überlagert erdiger, poröser Gips in der Dicke von 2—3 Fuß die schwefelhaltige Masse, die ihrerseits 4 Fuß mächtig ist. Letztere besteht aus einer bräunlichen, porösen Substanz, durch die Schwefelkristalle zerstreut sind. Es ist in der Hauptsache Kieselerde mit wenig Tonerde. Eine Analyse von Geo. Steiger ergab 18,36 % S. An anderen Stellen ist der Gips in einer solchen Weise mit Kalk verbunden, daß man auf eine Umwandlung des letzteren Gesteins schließen muß. Diese Ansicht wird in hohem Maße gestützt durch die weite Verbreitung von H_2S in dieser Gegend. Man nimmt an, daß der Schwefel eher durch die Oxydation dieses Gases als durch die Reduktion des Gipses gebildet worden ist. Das Mineral ist noch jetzt in der Entstehung begriffen in dem Delaware Creek, wo das Wasser einer Schwefelquelle sich mit dem schwefelfreien Wasser von Delaware Spring mischt. **W. S. Bayley.**

H. F. Bain: The Fluorspar deposits of Southern Illinois. (Bull. No. 255. U. S. Geol. Surv. p. 75. Taf. VI Fig. 1.)

—: Zinc and Lead Deposits of North-western Illinois. (Bull. No. 246. U. S. Geol. Surv. p. 56. Taf. V Fig. 3.)

U. S. Grant: Zinc and Lead Deposits of South-western Wisconsin. (Bull. No. 260. U. S. Geol. Surv. p. 304—310.)

E. O. Ulrich and W. St. T. Smith: The Lead, Zinc, and Fluorspar Deposits of Western Kentucky. (Professional Paper. No. 36. U. S. Geol. Surv.)

Zink- und Bleierze sind in zwei Gegenden im oberen Mississippi-Tal bekannt. Die eine ist in der Nordwestecke von Illinois und in der Südwestecke von Wisconsin. Die zweite liegt im südlichen Illinois und im westlichen Kentucky. Diese zweite hat keine so erhebliche Menge von Erz geliefert, immerhin sind aber an einigen wenigen Punkten in Kentucky Zinkerze gewonnen worden. Das Hauptprodukt ist Flußspat, welcher das Hauptgangmineral bildet. Die anderen den Flußspat begleitenden Mineralien sind Bleiglanz, Cerussit, Pyromorphit, Schwefel, Sphalerit, Smithsonit, Hydrozinkit, Calamin, Greenockit, Chalcopyrit, Malachit, Baryt, Calcit, Quarz, Kaolin und Ankerit. Der Distrikt unterscheidet sich von dem weiter nördlich gelegenen dadurch, daß die Erze Gänge bilden, daß die mit den Erzen verbundenen Gesteine von Gängen basischer Eruptivgesteine durchsetzt werden und durch das konstante und reichliche Vorkommen von Fluorit mit den Zink- und Bleierzen, die unwichtig sind. Der Distrikt ist von Bedeutung für die Gewinnung von Flußspat.

Der nördliche Distrikt hat einen Inhalt von ca. 4000 Quadratmiles.

Er ist in mancher Hinsicht von dem südlichen Distrikt scharf unterschieden. Die Erze sind Bleiglanz, Sphalerit und Smithsonit in Verbindung mit Markasit, Baryt und Calcit. Sie bilden niemals Gänge, sondern füllen unregelmäßige spalten- oder kluftähnliche Höhlungen in breccienartigen Kalken und sind durch diese letzteren Gesteine zerstreut. Die spaltenartigen Ablagerungen sind die wichtigsten. In diesen ist die Reihenfolge der Bildung die folgende: Markasit, Sphalerit mit wenig Bleiglanz, Sphalerit, Bleiglanz, Calcit und Baryt; schließlich blieb noch ein Hohlraum offen. Diese Erze liegen unter dem Niveau des Grundwassers. Oberhalb desselben findet man Ablagerungen von Smithsonit und Bleiglanz. Alle diese Erze sind enthalten in dem Galena- oder Platteville-Kalkstein des Ordovician, der kaum merklich in seiner Lagerung gestört erscheint. In der oxydierten Zone sind außer den genannten Mineralien noch folgende andere vorhanden: Cerussit, Limonit, Hämatit, Chalcopyrit, Malachit, Azurit, Gips, Wad, Melanterit und Quarz. Fluorit fehlt gänzlich.

In den oberen Teilen der Ablagerung, unterhalb des Grundwasserspiegels, sind Bleiglanz und seine Verwitterungsprodukte die vorherrschenden Erze. Die nächste Zone, etwa im Niveau des Grundwassers, enthält Smithsonit mit etwas Bleiglanz und kleinen Mengen von Sphalerit. Nach unten hin nimmt der Sphalerit an Menge zu und unter dem Grundwasserspiegel ist er der herrschende Bestandteil. Mit ihm verbunden sind kleine Mengen von Bleiglanz und von Eisensulfiden. Der gesamte Metallgehalt der Erze war ursprünglich durch die Kalke des ganzen Gebiets verteilt, wahrscheinlich in Form von Sulfiden. Diese wurden oxydiert, als Sulfate fortgeführt und als Sulfide wieder abgelagert, vorzugsweise durch die Einwirkung von organischer Materie in den Grundwasserströmen. Ob dieser Einfluß des Grundwassers in den in Rede stehenden Prozessen des Transports und der Wiederablagerung lokal ist oder auf einer allgemeinen artesischen Zirkulation beruht, ist unbekannt.

W. S. Bayley.

A. E. Barlow: Report on the origin, geological relations and composition of the Nickel and Copper deposits of the Sudbury Mining District. (Geol. Surv. of Canada. 14. Pl. 4. p. 236. Pl. 23.)

Die Gesteine des Sudbury-Distrikts sind gebänderte kieselige Magnetite von unterhuronischem Alter, grüne Schiefer, Konglomerate, Grauwacken und Quarzite, durchsetzt von Noriten und Dioriten von oberhuronischem Alter, Graniten und Dioritgneisen von laurentinischem Alter, Tuffen, Sandsteinen und Schiefern, die früher für cambrisch gehalten wurden, die man aber jetzt dem Oberhuron zurechnet, sowie von posthuronischen Graniten, Quarznoriten, Dioriten und Olivindiabasen.

Die Grünsteinschiefer sind z. T. metamorphosierte Intrusiv- und z. T. veränderte vulkanische Gesteine. Das hauptsächlichste nickelführende

Eruptivgestein ist ein Quarz-Hypersthen-Gabbro, der die grünen Schiefer durchsetzt und mit Dioriten in Verbindung steht. Er ist auch jünger als der mit ihm zusammen vorkommende Granit. Nickelverbindungen in kleinen Mengen finden sich auch in den älteren Dioriten. Das Erz besteht, soweit bekannt, aus Chalcopyrit und Pyrrhotin, gemengt mit Pentlandit. Gelegentlich kommt der Pentlandit in so großen Körnern vor, daß er mit bloßem Auge erkannt werden kann, aber gewöhnlich sind diese so klein, daß sie nur mit Hilfe des Mikroskops unterschieden werden können. Das fein gepulverte Erz kann mittels eines Magneten konzentriert werden. Eine so fein gepulverte Probe, daß sie durch ein Sieb mit 100 Maschen auf den Zoll hindurchging, ließ sich in einen stark magnetischen, einen schwach magnetischen und einen nicht magnetischen Teil trennen. Die schwach magnetische Portion enthielt Chalcopyrit und Pentlandit im Verhältnis 1 : 21, und das nicht magnetische Produkt ergab die Anwesenheit der nämlichen Mineralien im Verhältnis 1 : 7. Das letztere enthält 30,36 % Nickel und der schwach magnetische Anteil 30,41 %. Das ursprüngliche Erz enthielt 4,87 % Nickel. Unter den anderen Mineralien, die als Begleiter des Erzes beschrieben worden sind, wird erwähnt: Pyrit, nickelhaltiger Pyrit, Markasit, Millerit, Polydymit, Sperrylit, Niccolit, Gersdorffit, Morenosit, Annabergit, Danait, Smaltit, Bleiglanz, Chalcocit, Bornit, Magnetit, Cassiterit, Kupfer, Gold, Graphit und Cubanit. Diese werden alle im einzelnen beschrieben. Das Erz selbst ist eine innige Mischung von vielen dieser Bestandteile. Sein Ursprung wird zurückgeführt auf eine magmatische Differentiation in dem Norit, die durch die Gegenwart von viel Wasser unterstützt wurde. **W. S. Bayley.**

O. B. Böggild: The minerals from the Basalt of East-Greenland. (Meddelelser om Grönland. **28.** 1905. p. 99—129. Mit 11 Abbildungen im Text.)

In der vorliegenden Abhandlung ist wohl alles Material berücksichtigt, das von Ost-Grönland bisher bekannt geworden ist. Es entstammt verschiedenen wissenschaftlichen Expeditionen, ist aber auch teilweise dem Treibeis entnommen, das die Stücke nach Süden geführt hat, deren Heimat indessen trotz ihrer z. T. recht charakteristischen kristallographischen Ausbildung noch nicht hat ermittelt werden können.

Verf. gibt zunächst einen Überblick über die geologischen Verhältnisse von Ost-Grönland, besonders über die dortigen Basaltgebiete und die an den verschiedenen Fundorten vorkommenden Mineralien, von denen namentlich Zeolithe reichlich vorhanden und verbreitet sind. Ihnen ist auch fast ganz die nun folgende spezielle Beschreibung gewidmet in dem Maße, daß neben Zeolithen nur noch der Quarz, Kalkspat und Aragonit eingehender nach Kristallform und Verbreitung geschildert wird. Eine Darstellung der einzelnen Fundorte und der besonderen Ausbildung der Mineralien an den verschiedenen Lokalitäten soll später nachfolgen.

Quarz. Nur an wenig Stellen des ostgrönländischen Basaltgebiets und nur in geringer Menge, z. T. in Form kleiner Kristalle, die auf den Wänden von Drusenräumen in dem Basalt aufgewachsen sind. Auch Chalcedon und Opal, in entsprechender Weise vorkommend, werden erwähnt, beide nur in geringer Menge, letzterer aber an zahlreichen, einzeln aufgezählten Fundorten vorkommend, z. T. mit Quarz verwachsen. Als eine besondere Varietät wird „Blutjaspis“ genannt.

Kalkspat. Begleitet die Zeolithe fast überall in Ost-Grönland, aber stets nur in geringer Menge, den Raum zwischen den Zeolithkristallen ausfüllend als körniges Aggregat oder wohl auch in Form meist kleiner unbedeutender Kristalle, immer jünger als der Zeolith. Beschrieben werden spitze Rhomboeder f (02$\bar{2}$1) vom Mount Henry und von der Südseite des Gaasefjord und Eindrücke derselben Form im Quarz vom Kap Dalton. Vom Kap Brewster stammen u. a. rauhflächige, dunkelbraun gelbe Rhomboeder d (08$\bar{8}$1) neben solchen von der Form f (02$\bar{2}$1). Die Pendulum-Insel hat neben anderen Varietäten Rhomboeder mit feiner Zwillingsstreifung und einen gelben trüben Kalktuff geliefert. Von der Insel Jan Mayen werden von Aragonit begleitete kleine undeutliche Rhomboeder R (10$\bar{1}$1) und krummflächige Skalenoeder v (21$\bar{3}$1) beschrieben, z. T. aus Basalt, z. T. aus Basaltbreccien.

Aragonit. Ist in Ost-Grönland ziemlich verbreitet und findet sich auch auf Jan Mayen, meist in Form stengeliger Aggregate. Von der letztgenannten Insel stammen 2—3 mm lange farblose, meist rauhflächige und unregelmäßig ausgebildete Kriställchen aus einem Hohlraum in einem feinkörnigen Basalt, während andere Hohlräume in demselben Basalt Kalkspatkristalle enthalten. Es sind lange rhombische Prismen m (110) mit der Längsfläche b (010) und zwei Brachydomen k (011) und i (021), meist Zwillinge nach m mit polysynthetischer Wiederholung.

Thomsonit. Nur an wenigen Orten und wie gewöhnlich kleine Kriställchen, überall von sehr wenig regelmäßiger Ausbildung. Abgebildet und beschrieben werden solche aus Drusenräumen im Basalt von Henry Land und von schneeweißer Farbe. Es sind dünne, 2 mm breite Plättchen nach a (100), außerdem mit m (110) und e (801), wozu an anderen Individuen noch b (010), f (601), r (101) und c (001) hinzutreten. f ist neu und bestimmt durch den Winkel: 601 : 100 = 9° 12′ (gem.); 9° 20′ (ger. nach Dana). Der Thomsonit wird zuweilen von Skolezit und von Chabasit begleitet. Am verbreitetsten ist er an der Nordküste des Gaasefjord im Skoresby Sund, wo er nur von Chabasit in der Häufigkeit des Vorkommens übertroffen wird.

Natrolith. Nur von wenig Orten bekannt und auch nur in ziemlich geringer Menge. Meist radialfaserige Aggregate, aus deren Oberfläche zuweilen kleine, schlecht ausgebildete Kriställchen hervorragen. Am Kap Brewster in demselben Hohlraum im Basalt von Stilbit begleitet.

Mesolith. Nur von zwei Orten bekannt. Auf der Turner-Insel wurde eine schneeweiße radialfaserige Kruste gefunden; vom Kap Brewster eine ebensolche Ausfüllung in einem Basaltdrusenraum auf Kalkspat, in

den feine Mesolithnädelchen hineinragen, die besonders nach dem Auflösen des $CaCO_3$ in HCl deutlich zu bemerken sind.

Skolezit. Nur von wenig Orten und in geringer Menge bekannt, nirgends in deutlichen Kristallen. Am Mount Henry und auf der Turner-Insel wurden radialfaserige Hohlraumausfüllungen ohne das umgebende Gestein gefunden, am letzteren Ort mit Thomsonit. Die Kristalle zeigten m (110) und b (010), aber keine regelmäßige Endbegrenzung. Auch die Sabine-Insel hat etwas Skolezit geliefert.

Apophyllit. Ist in Ost-Grönland sehr selten. Nur drei Fragmente von zwei Fundorten sind bekannt geworden. Die Ausbildung der Kristalle variiert ziemlich stark und ihre Größe ist z. T. nicht unerheblich. Vom Kap Brewster kommt eine Hohlraumdruse ohne Gestein mit 1—15 mm großen, bräunlichen, durchscheinenden Kristallen von der bekannten kubischen Form (scheinbarer Würfel mit abgestumpften Ecken); es ist die Kombination: a (100), c (001), p (111). Bei Sydbrae im Scoresby-Sund sitzen durchsichtige Apophyllitkristalle von ca. 15 mm Länge einzeln oder in Gruppen auf dem Thomsonit, der in dem dortigen Basalt mit Desmin so verbreitet ist. Es sind spitze Oktaeder mit p (111) und a (100), daneben kleine Flächen von c (001) und y (301). Daneben finden sich auch derbe stengelige Aggregate von graulichweißen, halbdurchsichtigen bis 4 cm langen Individuen ohne regelmäßige Begrenzung.

Analcim. In Ost-Grönland nur in wenigen Stücken gefunden und nur an drei Orten. In den Blasenräumen des Basalts von Henry Land sind es bis 15 mm große farblose Ikositetraeder. Kleine, bis 4 mm große weiße Kristalle von derselben Form stammen vom Turner-Sund und ebensolche grauliche, 1—10 cm groß, mit jüngerem Kalkspat, vom Kap Brewster.

Desmin. Ist der in Ost-Grönland verbreitetste Zeolith; besonders viele und große Kristalle südlich vom Scoresby-Sund, weniger ausgezeichnet und viel kleinere Kristalle an diesem Sund und nördlich davon. Der Desmin bildet meist einzelne Kristalle oder Gruppen von wenigen, die gewöhnlichen garbenförmigen Aggregate und blumenkohlähnliche Gebilde sind sehr selten. In einem braunen Dolerit von Bartholins Brä kleine tafelförmige, glänzende, farblose und durchsichtige Kristalle mit b (010), c (001), e (011), m (110), f ($\bar{1}$01), begleitet von Chabasit und Levyn. Das Vorkommen östlich am Henry Mountain ist das wichtigste in jener Gegend. Die bis 2 dm großen Blasenräume sind mit einer Lage dunklen Tons ausgekleidet, auf dem Quarz und vorzugsweise Desmin sitzen, jener zuweilen auch auf diesem. Die bis 3 und 4 cm langen, meist ziemlich krummflächigen Kristalle des Desmins sind nach b (010) tafelig und begrenzt von c (001), b (010), e (011), m (110) und t (130). t (130) ist neu; $130 : 010 = 28^\circ 53'$ ($29^\circ 52\frac{1}{2}'$ ger.). Die etwa 5 mm langen, äußerlich bräunlichen Kristalle auf einer Spalte im Basalt am Fuß des Mount Henry mit b (010), c (001), beide ziemlich gleich groß, m (110) und f ($\bar{1}$01) sind mit Kalkspat bedeckt. Auch Thomsonit begleitet zuweilen den Desmin. Weiter werden als Fundorte Turner-Sund, Turner-Insel, und zwar speziell Fyrböderdal, Kap Brewster, Gaasefjord im Scoresby-Sund, sowie die Sabinen-

Insel genannt und z. T. etwas genauer beschrieben und als Begleiter u. a. auch Chabasit genannt.

Heulandit. Nur an wenig Orten und in geringer Menge gefunden. Die 3—6 mm langen, durchscheinend weißen Kristalle in einem Basalt aus der Moräne des Henry-Gletschers sind begrenzt von b (010), c (001), t (201), s ($\bar{2}01$) und m (110) und zeigen einen pseudotetragonalen Charakter, der dort aber auch sonst beobachtet wurde. Andere glänzende undurchsichtige Kriställchen von demselben Fundort sitzen auf Chabasit. Sie sind tafelig nach b (010) und begrenzt von b (010), c (001), t (201), s (20$\bar{1}$) und r (501). Letztere Form ist neu; $r:c = 77^0\,54'$ ($77^0\,58\frac{1}{2}'$ gem.). Von Mount Henry sind dunkelrote Kriställchen: b (010), c (001), t (201), s (20$\bar{1}$) und m (110). Kap Brewster hat ziemlich verschiedenartig ausgebildete Formen geliefert: dünne Plättchen nach b (010) mit c (001), t (201) und s (20$\bar{1}$) und kleine Kriställchen: b (010), c (001), t (201), s (20$\bar{1}$), m (110) und u ($\bar{1}11$). Gaaseland im Scoresby-Sund: durchsichtige Kriställchen, 2—3 mm lang, mit b (010), c (001), t (201), s (20$\bar{1}$) und m (110). In erheblichen Mengen wurde Heulandit in den Basaltstücken gefunden, die mit dem Treibeis nach Iluilek in Süd-Grönland kamen, was auffallend ist, da in Ost-Grönland der Heulandit doch nur eine untergeordnete Rolle spielt. Kein Vorkommen aus diesen Treibeisblöcken ist ident mit einem der eben erwähnten anstehenden; überall in jenen ist der Heulandit von einem weichen grünen oder blauen, vielleicht seladonitähnlichen Mineral begleitet. Die heulanditführenden Basalte und die Ausbildung seiner Kristalle sind ziemlich mannigfaltig. U. a. sind kleine, nach b tafelige Kriställchen aus einem dichten rötlichen Basalt, begrenzt von b (010), t (201), m (110), s ($\bar{2}01$), u ($\bar{1}11$), χ (021) und c (001), letztere beiden Flächen sehr klein beobachtet worden.

Chabasit. Nur an wenigen Orten, aber am Scoresby-Sund an Menge über alle anderen Zeolithe überwiegend. Die Kristalle sind durchweg sehr klein und flächenarm. Henry-Gletscher, Mittelmoräne. Farblose, durchsichtige, glänzende Kristalle. Meist nur r (10$\bar{1}$1), selten auch a (11$\bar{2}$0), s (02$\bar{2}$1) und e (01$\bar{1}$2). Häufig Penetrationszwillinge nach c (0001). Zwillinge nach r sind selten. Henry-Land, Ostseite. Graulichweiße trübe Kriställchen mit r (10$\bar{1}$1), selten auch e (01$\bar{1}$2); meist Penetrationszwillinge nach der Basis. Der Chabasit von Sydbrae in Scoresby-Sund wird von Apophyllit und Thomsonit begleitet. Auf der Nordseite des Gaasefjord im Scoresby-Sund finden sich Chabasit, meist Penetrationszwillinge nach c (0001), begrenzt von r (10$\bar{1}$1), im Basalte der Moränen vielfach von anderen Zeolithen begleitet. An der Südseite desselben Fjords vorzugsweise für sich allein ohne diese Begleitung. Es sind vielfach Kristalle wie die oben beschriebenen, in einzelnen Fällen tritt zu r (10$\bar{1}$1) noch a (11$\bar{2}$0) und s (02$\bar{2}$1), vereinzelt fanden sich Kriställchen, an denen a, s und e (01$\bar{1}$2) fast gleich ausgebildet waren. Chabasit mit anderen Zeolithen und Kalkspat von Danmarks-Insel in Scoresby-Sund, und in den Basalten aus dem Treibeis von Iluilek in Süd-Grönland sind 2—5 mm große farblose, trübe Kriställchen r (10$\bar{1}$1), sehr häufig Zwillinge nach r, beobachtet worden.

Levyn. Nur an wenigen Orten und nur in geringer Menge, doch in Ost-Grönland im allgemeinen häufiger als sonstwo. In vielen Drusen eines feinkörnigen braunen Basalts von der Mittelmoräne des Henry-Gletschers Levyn, Chabasit, Thomsonit, Stilbit und andere Zeolithe, aber meist nur ein Zeolith in einem Hohlraum. Die 1—2 mm großen Levynkristalle sind in der Form ziemlich mannigfaltig, z. T. dünnplattig, z. T. ziemlich dick. Fast durchweg sind es Penetrationszwillinge nach c (0001) mit von r (10$\bar{1}$1) gebildeten einspringenden Winkeln und den weiteren Flächen c (0001) und s (02$\bar{2}$1). Bei den dicken Zwillingskristallen ist zuweilen an der Stelle der Rhomboederflächen kein Reflex zu beobachten, dagegen solche an der Stelle zweier Skalenoeder aus der Zone [r s], und zwar v (2.10.$\bar{1}$2.1) und u (10.2.$\bar{1}$2.1), deutlich gestreift nach der Kante [u v], wozu noch sehr schmale Flächen s (02$\bar{2}$1) und zuweilen auch r (10$\bar{1}$1) treten. Ähnliches wird wohl auch beim Levyn von anderen Fundorten vorkommen. Die gemessenen Winkel, bei u und v stark schwankend, sind:

r : c = 10$\bar{1}$1	: 0001	= 42° 46′ (gem.)	— (ger.)
s : c = 02$\bar{2}$1	: 0001	= 61 28	61° 36′
r : s = 10$\bar{1}$1	: 02$\bar{2}$1	= 49 12	49 37½
u : c = 10.2.$\bar{1}$2.1	: 0001	= 43 06	43 07
u : r = 10.2.$\bar{1}$2.1	: 10$\bar{1}$1	= 6 14	6 07
v : c = 2.10.$\bar{1}$2.1	: 0001	= 55 42	55 48
v : u = 2.10.$\bar{1}$2.1	: 10.2.$\bar{1}$2.1	= 33 50	33 55¾

Kleine dünne Plättchen mit dieser selben Begrenzung finden sich auch am Gaasefjord, z. T. mit Chabasit. Bei einigen wenigen Kristallen ist, wie es schon bei westgrönländischen beobachtet worden ist, die Basis oben und unten mit einer dünnen Lage seidenglänzender Fasern bedeckt, die auf diesen Flächen senkrecht stehen. In Querschnitten durch diese Kristalle erscheinen sie als feine, deutlich seidenglänzende Striche um den sonst glasglänzenden Kern. Kristalle dieser Art sitzen in besonderen Blasenräumen. Sie haben keine Randflächen, sind aber der Analogie mit dem westgrönländischen Vorkommen wegen als Levyn anzusprechen.

Auch in den Basalten aus dem Treibeis von Iluelek findet man neben Chabasit zuweilen Levyn in Form 2—3 mm großer dünner Plättchen der Kombination c (0001), r (10$\bar{1}$1), s (02$\bar{2}$1), ohne die erwähnten Skalenoeder. Zwillinge nach c (0001) kommen vor, aber nie solche mit Penetration. Auch hier sind die Basisflächen mit einer dünnen Lage jener seidenglänzenden Substanz bedeckt.

Laumontit. Ist in Ost-Grönland nur in Henry-Land gefunden worden, und zwar in einer Basaltbreccie nahe der heißen Quelle ohne andere Zeolithe, aber mit großen Kalkspatindividuen. Die rötlichweißen Laumontitkristalle, z. T. gut ausgebildet, werden bis 1 cm lang und sind begrenzt von den gewöhnlichen Formen: m (110) und c (001), wozu selten schmale Flächen von a (100) und e ($\bar{2}$01). Wenige Zwillinge nach a (100). Wie sonst tritt auch hier ein Zerfallen ein. **Max Bauer.**

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Schmidt: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1901 bis 1. März 1902 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. **58**. 389. Stuttgart 1902.)

—: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1902[1] bis 1. März 1903[1] in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben. (Ebenda. **59**. 342—349. 1903.)

—: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1903 bis 1. März 1904 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben. (Ebenda. **60**. 357—358. 1904.)

Der im 58. Jahrgang der Jahreshefte gegebene Bericht ist eine Liste von 10 an den in Hohenheim aufgestellten Seismometern registrierten Erderschütterungen.

Der nächste Bericht bringt zunächst einen Nachtrag zu dem vorhergehenden: Erdstoß am 23. Mai 1901 in Gönningen, Kilchberg und Gomaringen verspürt. Sodann werden die Zeitungsnachrichten und Meldungen an die Erdbebenkommission über das Erdbeben vom 3. Oktober 1902, sowie über das Erdbeben vom 9. Oktober 1902 zusammengestellt. Ein weiterer Erdstoß wird von Ebingen am 20. Dezember 1902 gemeldet. Eine Liste der an den Seismometern in Hohenheim registrierten Erderschütterungen bildet den Schluß.

Der letzte Bericht gibt zunächst die Zeitungsnachrichten über Erdstöße am 29. März 1903, am 2. April 1903 und am 11. September 1903. Zum Schluß werden wieder die an den in Hohenheim aufgestellten Seismometern registrierten Erderschütterungen zusammengestellt.

E. Schütze.

[1] In den Jahresheften fälschlich: „1. März 1901 bis 1. März 1903“ gedruckt.

P. Stolpe: Beobachtungen in Upsala bei dem Erdbeben am 23. Oktober 1904. (Bull. geol. Instit. Univers. Upsala. **6**. 1902—1903. No. 11, 12. Upsala 1905. 200—213.)

Der Aufsatz gibt einen Bericht über die Beobachtungen, welche beim letzten großen skandinavischen Beben in der Stadt Upsala gemacht wurden. An 50 Mitteilungen sind eingegangen, die zwar beweisen, daß die Bewegung in ganz Upsala bemerkt wurde, aber in ihren sonstigen Angaben recht weit auseinandergehen. Die Beschaffenheit des Untergrundes, die Fundamentierung der Häuser usw. scheinen dabei eine große Rolle gespielt zu haben; Leute auf der Straße haben meistens den Stoß nicht bemerkt, während er in den oberen Stockwerken als ein sanftes Schaukeln deutlich fühlbar war. **Deecke.**

G. Platania: Sulla velocità dei microsismi vulcanici. (Mem. d. l. Classe d. Scienze R. Accad. degli Zelanti. (3.) **4**. 1905—1906. 8 p.)

Am Ätna hat Verf. gelegentlich die Zeitdifferenz zwischen dem Brüllen und der Bodenbewegung der zugehörigen Explosion bestimmt, und zwar 1892 in Nicolosi, 10 km entfernt von der Ausbruchsstelle. Dieser Zeitunterschied betrug im Mittel 24 Sekunden. Unter Zugrundelegung der Schallgeschwindigkeit kommt man auf 200 m für die Fortpflanzung pro Sekunde im Boden. Es sind also kurze, transversale Wellen. Ganz ähnlich waren die Resultate Di Paolo's am Vesuv mit schwingenden Magnetnadeln. **Deecke.**

J. P. Iddings: A fracture valley system. (Journ. of Geol. **12**. 95—105. 1904.)

Schon die Untersuchungen von de la Bèche in England, von d'Omalius und Daubrée in Frankreich, von Kjerulf und Brögger in Norwegen, neuerdings diejenigen von Hobbs in Connecticut haben Beziehungen zwischen Flußtälern und Verwerfungen kennen gelehrt, und Daubrée hat gezeigt, daß zwei zueinander senkrechte Systeme von Spalten durch Drillung sowie auch durch Pressung erzeugt werden können. Aus folgenden Beobachtungen scheint hervorzugehen, daß der Einfluß von Spalten und Verwerfungen auf Stromsysteme ein noch ausgedehnterer ist, als bisher angenommen.

Das Gebiet nördlich vom Yellowstone Park zwischen Meridian 110° und 111° und Parallelkreis 45° und 46° umfaßt die Snowy Range, die Osthänge des nördlichen Teils der Gallatin Range, einen Teil der Bridger Range und den Südhang der Crazy Mountains; der Yellowstone durchschneidet das Gebiet von Süden und Südwesten nach Nordosten, seine Nebenflüsse in allen Richtungen. Zunächst im Süden nimmt der Strom einen Nordwestlauf und folgt so der Hauptverwerfungslinie, die das ganze System einschließlich der Laramie-Schichten bis herab auf die kristallinen Schiefer durchsetzt, Beträge von über 11000, vielleicht über 16000 Fuß erreicht und am Cinnabar Creek zu enden scheint. Auch scheinen parallele

Verwerfungen geringeren Betrages vorhanden zu sein, welche weiter im Süden die langen, NW. gerichteten Teile der Yellowstone-Zickzacklinie, sowie die gleiche Richtung der Nebenflüsse bestimmen; doch verbergen hier junge Lavamassen vielfach die Tektonik.

Nach Nordwesten hin setzt nun der Strom von dort, wo die Bruchlinie unter jüngeren Laven verschwindet, noch eine Strecke fort; vielleicht auch die Verwerfung, denn in der Madison Range ist eine solche genau in der Verlängerung jener aufgeschlossen. Vom Yankee Jim Cañon bis zum Lower Cañon nimmt der Yellowstone einen Nordostlauf. Das entspricht einer bedeutenden Verwerfung, welche die Westflanke der Snowy Mountains bildet und längs der die westliche Partie um etwa 11000 Fuß abgesunken ist. Zwei Nebenspalten dieser Richtung ziehen sich längs Cinnabar Creek und Reese Creek hin.

Nach Ablagerung der Laramie-Schichten [Coal Measures. Ref.] griffen torsionsartige Bewegungen Platz, was aus dem schnellen Wechsel der Verwerfungsbeträge längs den Spalten folgt. Das ganze Gebiet wurde von zwei zueinander rechtwinkeligen Spaltensystemen durchsetzt. Dann trat eine lange Erosionszeit ein, in der Schichten von über 10000 Fuß Mächtigkeit von den kristallinen Schiefern abgetragen wurden. Darauf folgte die vulkanische Tätigkeit des Eocän und es traten Verwerfungen in verschiedenen Zwischenräumen ein, die immer wieder längs denselben Spalten erfolgend nach und nach die Laven und Tuffe des Eocäns und des Miocäns und den pliocänen Liparit durchsetzten. **Johnsen.**

J. Henderson: Arapahoe glacier in 1903. (Journ. of Geol. **12**. 30—33. 1904.)

Die südwärts fließenden Oberflächenströme des Gletschers vom Arapahoe Peak westlich von Boulder, Col., haben ihre Betten von 1900 auf 1902 und von 1902 (Sept.) bis 1903 (Sept.) vertieft und verbreitert; dementsprechend ist auch der von ihnen gebildete See angeschwollen. Auch fiel die Gletscherfront 1903 steiler ab als zuvor, was zur Erklärung noch genauerer Untersuchung bedarf. Die Bewegung des Gletschers ist, obwohl genaue Feststellungen bisher fehlen, sicher eine sehr langsame, so daß er mehrerer besonders kalter oder feuchter Jahre bedarf, um sich von den Wirkungen einer warmen oder trockenen Zeit zu erholen. Dementsprechend ist auf den ihm benachbarten meteorologischen Stationen für die Zeit Sept. 1901 bis Sept. 1902 unternormaler Niederschlag und übernormale Temperatur, für die Zeit Sept. 1902 bis Sept. 1903 das Umgekehrte beobachtet; die Stationen befinden sich zwar über zehn Meilen vom Gletscher entfernt und sind im Maximum nur 8500 Fuß über dem Meeresspiegel gelegen, der Gletscher aber 13000 Fuß, doch darf man aus den übereinstimmenden Daten sämtlicher Stationen wohl auf Gültigkeit derselben für die Firnregion schließen. **Johnsen.**

J. B. Tyrrell: Crystosphenes or buried sheets of ice in the tundra of northern America. (Journ. of Geol. **12**. 232—236. 1904.)

Der südliche Teil der Barrenländer zwischen Mackenzie River und Hudson Bay ist ein hügeliges und von *Sphagnum* bewachsenes sumpfiges Terrain. Alluviale Ablagerungen, darunter festes Gestein. Der Boden, meist gefroren, zeigt hier und da ungefrorene Stellen, wo Quellen austreten; entweder an den Hängen der Hügel, von wo sie in benachbarte Flüsse abfließen, während sie im Winter, wenn die Temperatur unter — 60° F. [= — 10° C. ca. Ref.] sinkt, unweit der Austrittsstellen zu einigen Fuß dicken Eisdecken festfrieren; oder an tieferen Stellen der Täler, sie bilden dann, aus dem liegenden Gestein austretend in der Alluvialschicht, unter der Oberfläche Eisdecken („Crystosphenes"). Das Quellwasser friert nämlich, sobald es sich der kälteren Oberfläche nähert und das Eis wächst mit zunehmender Winterkälte abwärts, d. h. quellaufwärts; wird hierbei in dem undurchlässigen Schlick eine lockere Sandlage erreicht, wo sich das Quellwasser ausbreiten kann, so bildet sich hier eine Eisschicht, die Jahre hindurch anwachsen und eine Mächtigkeit von 3 Fuß erreichen kann, da sie auch im Sommer durch die schlechtleitende Moosdecke gegen Wärme und Wind geschützt ist und von dem kalten Quellwasser nur wenig gelöst wird. Ist dagegen die Alluvialschicht locker oder der Quelldruck sehr groß, so wird das Wasser auch im Winter an die Oberfläche treten und dort Eiswälle bilden. **Johnsen.**

H. F. Reid: The variations of glaciers. IX. (Journ. of Geol. **12**. 252—262. 1904.)

Das internationale Gletscherkomitee stellte 1903 fest, daß Brückner's 35jährige Periode der alpinen Gletscher auch für andere Gletscher zu gelten scheint. Freilich ist das Verhalten sehr kompliziert, indem allgemeine klimatische Perioden unter topographischen Einflüssen stehen. Die meisten Gletscher zeigen gegenwärtig ein Zurückschreiten; dagegen scheint sich das Vorschreiten des Montblanc-Gletschers während der 80er Jahre nunmehr auf die ostalpinen Gletscher übertragen zu haben. Der Vernagt-Gletscher zeigt die merkwürdigsten Eigenschaften; von 1897—1902 verlängerte er sich um 400 m, seine Geschwindigkeit, nahe der Front gemessen, vergrößerte sich von 17 auf 250 m pro Jahr und ging dann plötzlich innerhalb eines Jahres auf 80 m zurück. Ein Anwachsen des Schneefalles auf dem Firnfeld hat Verdickung der oberen Gletscherpartie zur Folge, die sich wie eine Welle abwärts fortpflanzt, und zwar mit größerer Geschwindigkeit als der übrige Gletscher, und so tritt eine Verlängerung desselben ein.

Der 8. Jahresbericht obigen Komitees ergibt für 1902:

Schweizer Alpen. Von 95 Gletschern sind 78 im Rückschreiten; wahrscheinlich gilt dieses Verhältnis auch für die 680 übrigen Gletscher.

Ostalpen. Das Zurückweichen in den letzten Jahren hat sich beschleunigt, der Gepatsch-Gletscher bewegt sich seit 1886 rückwärts; nur wenige Gletscher verhalten sich umgekehrt.

Italienische Alpen. Fortgesetzter Rückgang; der Schneefall hat sich jedoch vergrößert.

Französische Alpen. Meist Rückschreiten.

Pyrenäen. Von 20 Gletschern gingen 15 zurück, 5 zeigten etwa Stillstand.

Skandinavien. Teils Vorwärts-, teils Rückwärtsbewegung.

Polargegenden. Inlandeis zwischen 68° 30′ und 69° 20′. Meist Rückschritt.

Himalaya. Meist Vorwärtsbewegung.

Kaukasus. Das Zurückweichen hat fast aufgehört, große Schneeansammlungen deuten auf künftiges Anwachsen hin.

Sibirien. Meist Rückwärtsbewegung, doch scheinen kürzer-periodische Vorwärtsbewegungen aufzutreten.

Vereinigte Staaten. Meist Rückwärtsbewegung.

Johnsen.

G. C. Laube: Die böhmischen Bitterwässer. (Internat. Mineralquellen-Zeitg. Wien 1904. 2 p.)

Die böhmischen Bitterwässer treten in zwei Bezirken auf, die im Bereiche des böhmischen Mittelgebirges gegen dessen südliches Ausstreichen hin gelegen sind. Der eine auf der östlichen Abdachung führt die bisher wenig beachteten Bitterwässer von Wunitz. Aus dem anderen auf der westlichen stammen die seit langer Zeit bekannten von Saidschitz und Püllna. Das Saidschitzer Gebiet, südlich von Bilin, liegt im Serpinatal unmittelbar an der Lehne des Gebirges zwischen den Orten Sedlitz, Saidschitz, Steinwasser. Durch den Rücken der Wtelner Höhe wird davon das Püllnaer, südlich von Brüx gelegene geschieden.

Die Bitterwässer nehmen ihren Ursprung aus einem von A. E. Reuss mit dem Namen „Bittersalzmergel“ belegten Gestein[1]. Dieses undeutlich geschichtete, gelblich blaulichgraue, erdige, im feuchten Zustande wenig plastische Gestein enthält Gipskristalle und Drusen, Markasitnieren, Kalksteingeoden, sowie zahlreiche Trümmer von mehr weniger zersetztem Basaltgestein. Daneben in wechselnden Mengen schwefelsaure Magnesia, Natron, Kali, deren Anwesenheit sich durch den Geschmack bei Berührung mit der Zunge, außerdem auch durch Ausblühungen von mehlig pulverigem oder feinnadelförmigem Aussehen auf dem Boden, besonders am Gerinne von Wasserläufen bemerkbar macht.

Diese Bittersalzmergel sind, nach der Beimengung von Basaltbrocken und ihrer sonstigen Beschaffenheit zu schließen, als tuffogene Gebilde anzusprechen. Ursprünglich Tuffe, die gelegentlich der Eruptionen der

---

[1] A. E. Reuss, Geognostische Skizzen aus Böhmen. 1. 161 ff.

Mittelgebirgsvulkane ausgebreitet worden sind, wurden sie durch langsame Zersetzung in ihren gegenwärtigen Zustand umgewandelt. In die Ablagerung der böhmischen Braunkohlenformation verwoben, bilden sie nun ein Glied derselben. Die Tuffite und tuffogenen Gesteine gehören, wie wir nun durch die Untersuchungen von J. E. Hibsch wissen, in das Oligocän und treten im Liegenden der großen Braunkohlenflöze des Aussig-Komotauer Beckens auf. Die Bittersalzmergel sind von verschiedener Mächtigkeit, sie beträgt bei Saidschitz 4—6 m, bei Püllna 2—3 m. Sie treten unmittelbar oder nur mit Alluvium bedeckt an die Erdoberfläche und werden durch die sie wenigstens zeitweise überziehenden Ausblühungen, sowie durch die auf ihnen gedeihende eigentümliche Salzflora (hauptsächlich *Plantago maritima*) kenntlich. Ihr Zusammenhang mit der flözführenden Braunkohle wird im Bereiche von Püllna ersichtlich. Die Aussig-Komotauer Braunkohlenmulde wirft von Brüx her einen breiten Lappen gegen Süden, der ein bis zwei flachliegende Flöze beherbergt, die durch Schächte mehrfach aufgeschlossen, zugleich durch Bohrungen bis ins Liegende bekannt sind, hier finden sich dann die obenerwähnten tuffogenen Gesteine. Die produktive Braunkohle ist stellenweise abgespült und das Liegende tritt frei zutage. Das ist der Fall um Püllna und in einigen anderen kleinen Gebieten in der Nachbarschaft, wo dann eben im Verbande mit diesem die Bittersalzmergel, kleine Mulden ausfüllend, hervortreten.

Die festen Bestandteile der darin vorkommenden Bitterwässer sind somit nichts anderes als Auslaugungen der leichter löslichen schwefelsauren Salze, hauptsächlich der schwefelsauren Magnesia und des schwefelsauren Natrons. Von ersterem enthalten die Püllnaer 12—34, die Saidschitzer 11, von letzterem jene 16—21, diese 6 auf 1000 Teile. Das Vorkommen dieser Salze bedingt das ursprüngliche Vorhandensein von Magnesia- und Natronsilikate führenden Gesteinen. Diese sind in den mineralischen Bestandteilen der anfänglich abgelagerten Tuffe zu finden, in dem wie im festen Basalt reichlich Olivin und Labradorit neben Augit usw. beigemengt waren. Die hinzutretende Schwefelsäure, welche die Zersetzung der Silikate wesentlich befördert und die Neubildung von schwefelsauren Salzen daraus bedingt, stammt wohl aus der Zersetzung von vordem reichlicher vorhanden gewesener Kiesen im Liegenden der Braunkohlenflöze.

Fraglich scheint es, ob sie als ein Produkt der Zersetzung solcher Mineralien in der Braunkohle selbst angesehen werden könnte, nachdem erweislich, daß die Flöze vom Liegenden durch eine wasserdichte Tonzwischenlage geschieden sind. Auch die gerade in der Nachbarschaft der Püllnaer Wässer auffallend vortretenden Erdbrandgesteine könnte man als Ursprungsort der Schwefelsäure ansehen, insoferne bei der Bildung derselben offenbar Kiese zur Abröstung kamen, wobei Schwefelsäure entstanden ist. Allein einesteils fehlen diese Gesteine im eigentlichen Bereiche der Bitterwässer selbst, anderenteils kommen wieder in Erdbrandgebieten keine Bitterwässer vor.

Aus dem Mitgeteilten geht nun hervor, daß die Bildung der böhmischen Bitterwässer ganz nahe an der Oberfläche der Erde vor sich geht, und dadurch stehen sie in einem bemerkenswerten Gegensatz zu den übrigen einheimischen Mineralwässern, deren Bildungsherd durchwegs in der Tiefe, ja bei den höher temperierten Thermen wohl in sehr bedeutender Tiefe liegen. Das auf die freiliegenden oder schwach bedeckten Bittersalzmergel niederfallende atmosphärische Niederschlagswasser dringt in sie ein, löst einen Teil der darin enthaltenen Salze und wird Bitterwasser. Verdunstet dieses wieder, so läßt es hierbei die letzteren z. T. auf der Erdoberfläche als Ausblühungen fallen.

In keinem der erwähnten Gebiete gibt es eigentliche, d. h. frei abfließende Bitterwasserquellen, sondern nur Bitterwasserbrunnen, Schächte, auf deren Sohle das aus den Mergeln herausträufelnde oder -schwitzende Bitterwasser Gelegenheit findet, sich anzusammeln. Die Abhängigkeit von den atmosphärischen Niederschlägen drückt sich in der Ungleichmäßigkeit des Zuflusses und dem damit in umgekehrtem Verhältnisse stehenden Gehalt an festen Bestandteilen aus. Im Frühling und in niederschlagreichen Zeiten ist in den Brunnen mehr, aber schwächeres Bitterwasser vorhanden, daher auch die zu verschiedenen Zeiten ausgeführten chemischen Analysen stark voneinander abweichen. Die in einzelnen aufgeführten geringen Mengen von Chloriden, Ammonium und organischer Substanz sind ebenfalls darauf zurückzuführen, daß diese Stoffe vom Tage aus in die Wässer gelangen. In Würdigung dieses Umstandes hat man daher in Püllna und in Saidschitz seit geraumer Zeit schon das Bitterwassergebiet dem Ackerbau gänzlich entzogen.

Das Püllnaer Mergelgebiet hat eine ungefähre Ausdehnung von etwa 2 qkm Flächenraum, aber nur in seinem südlichen Teile werden Bitterwässer angetroffen. Zwischen der Brüx-Saazer Ärarialstraße und dem Dorfe Püllna liegen vor dem Orte selbst acht mit Holzhäuschen überbaute Bitterwasserbrunnen, von denen jedoch gegenwärtig nur drei benützt werden. Sie sind 1,5—2 m tief und mit Trockenmauerung ausgekleidet. Der Wasserstand ist in allen nur ein unbedeutender (1 m).

A. Jentzsch: Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. -5—6- 1905.)

Vortr. stellt folgende Thesen auf, deren weitere Ausführung und Begründung er in Aussicht stellt:

„1. Das einfache Prinzip kommunizierender Röhren genügt in manchen Fällen nicht zur Erklärung der artesischen Quellen.

2. Letztere sind nicht aus der Hydrostatik, sondern aus der Hydrodynamik in Verbindung mit Geodynamik und Physik zu erklären.

3. Insbesondere wirken dabei mit Gebirgsdruck, Kapillarität, Beweglichkeit der Sandkörner, osmotischer Druck; säkulare, jährliche oder täg-

liche Bewegungen der Erdmassen, sowie makro- und mikroseismische Schwingungen.

4. Die seismischen Schwingungen wirken insofern mit, als sie mit Überwindung des Kapillar-Widerstandes das Gesteinswasser nach der Richtung des geringsten Widerstandes befördern."

Für osmotische Wirkungen führt Vortr. die weite Verbreitung von Chloriden und anderen Salzen im Grundwasser tieferer Erdschichten an und zeigt an Beispielen aus dem nordöstlichen Deutschland, daß Chloride durch Diffusion Gesteinsschichten durchwandern können.

In den Kreidewässern verschiedener Orte in Ost- und Westpreußen auftretendes Natroncarbonat in Wässern, die aus feldspatfreien, nur Quarz, Glaukonit und Kalkcarbonat enthaltenden Gesteinen stammen, führt Verf. wegen des Fehlens äquivalenter Mengen von Chlorcalcium darauf zurück, „daß die bei zehn und mehr Atmosphären gelöste Kohlensäure den Glaukonit eines Teiles seiner Alkalien beraubt, ihn also allmählich in ein relativ saureres Silikat umwandelt." **Milch.**

C. Ochsenius: Hebungen und Verhinderung des Versalzens abflußloser Becken. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 35—40 1905.)

Im ersten Teil seiner Mitteilung stellt Verf. eine Reihe von Aussprüchen von Geologen und Geographen zusammen, die für Hebung des Festlandes eintreten und drückt sein Bedauern aus, daß er vor 20 Jahren mit dieser Ansicht fast allein geblieben ist.

In dem zweiten Teil behandelt er, anknüpfend an die Erforschung des Balchaschsee im russischen Turkestan durch A. Woeikof die Frage, warum dieser See Süßwasser enthält, obwohl er (etwa 40mal so groß als der Bodensee seicht, mit ebenem Boden und einer Maximaltiefe von 11 m, seit Jahren im Steigen begriffen) abflußlos, in einem sehr trockenen Klima gelegen ist und seine Hauptzuflüsse Wüsten durchströmen. Die Antwort lautet: „weil die Vegetation an seinen Ufern stark genug ist, um die salinischen Bestandteile des Wüstenwassers, welche den Salzgeschmack desselben hervorrufen, in nicht salzig schmeckende umzusetzen," d. h. „die angebrachte Salzmenge in unschädliche Carbonate, Sulfate u. dergl. zu verwandeln". Zum Beweise werden Aschenanalysen von Verwandten der den See umgebenden Pflanzen (von diesen selbst gibt es keine derartigen Bestimmungen) mitgeteilt, die sämtlich wenig oder kein Chlor trotz oft sehr erheblicher Mengen von Kali enthalten. **Milch.**

C. Ochsenius: Die Abtrennung voller Seebecken vom Meere infolge von Hebungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 154—155 1905.)

Als neue Beweise für die vom Verf. 1886 aufgestellte Erklärung der Verhältnisse des Titicaca-Sees durch Annahme der Abtrennung voller See-

becken vom Meere infolge von Hebungen unter Bezugnahme auf die gleichen Verhältnisse beim Baikalsee und beim Tanganyika führt Verf. an: das Auftreten einer von Ch. Alluaud aus dem Victoria Nyanzasee mitgebrachten Qualle *Limnocnida Tanganyicae*, sowie mehrerer Tiere im Baikalsee, deren Verwandte nur im Meere leben, besonders einer dem fliegenden Fisch ähnlichen, von W. Dybowski entdeckten *Glomynka (Callionymus baical)*. **Milch.**

J. Daneš: Das Flußgebiet der unteren Narenta. (Bibliothek d. böhm. Ges. für Erdkunde. Prag 1905. 107 p. 2 Karten. 18 Beilagen [Böhmisch].)

Die Narenta ist der einzige Fluß von den aus dem illyrischen Gebirgssystem gegen Westen herabfließenden, der ein normaler Oberflächenstrom, kein Karstfluß ist; ihre Nebenflüsse durchströmen jedoch ausgedehnte Karstgebiete, das auch ihnen ihren hydrographischen Charakter aufgeprägt hat. Das orographisch-hydrographische Studium dieses wenig durchforschten Gebietes ist die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit; hier seien geologische Beobachtungen des Verf.'s angeführt.

Die Karstgebirge der West-Hercegovina gehören teils der Kreide, teils dem Eocän an; die Schichten beider sind stark gefaltet, die die Mulden ausfüllenden tertiären Kalke und Mergel unterlagen leichter der Erosion als die festeren Rudistenkalke, ältere meist fossilleere Kreidekalke und Dolomite, wodurch tiefe Längstäler entstanden sind.

Die überwiegende Richtung der Gebirgsrücken ist NW.—SO., jedoch kommen auch alle möglichen anderen Streichungsrichtungen, allerdings mehr untergeordnet, vor. In der Neogenzeit begann nach der Faltung der Eocänschichten eine mächtige Erosion, welcher ein großer Teil derselben zum Opfer gefallen ist. Das Erosionsniveau stand damals etwa um 200 m höher als jetzt. Durch die Veränderung der Oberflächengestaltung wurde nachher die Verkarstung bedingt. Diese ist verschieden stark und hängt einerseits von den tektonischen Verhältnissen, anderseits von der Dauer der unterirdischen Entwässerung ab. Die Karst-Poljen des Narenta-Gebietes sind nicht rein tektonische Senkungsfelder, sondern der Hauptanteil an ihrer Bildung fällt der Erosion zu. Eine Senkung von ganzen Gebirgszügen scheint im Narenta-Gebiet nicht stattgefunden zu haben, sondern mehr lokale Brüche haben an der Konfiguration der Gegend mitgewirkt; vieles, was den Eindruck einer Dislokation macht, sind eher Stellen, wo Streifen von leicht erodierbaren Eocänschichten der Denudation anheimgefallen sind. **Fr. Slavik.**

C. Sass und E. Geinitz: Brunnenbohrungen in Mecklenburg. Die Schwankungen des Grundwassers in Mecklenburg. II. (Mitteil. aus der großherzogl. mecklenb. geol. Landesanst. 17. 1905.)

Fortsetzung der 1901 veröffentlichten Arbeit auf Grund weiterer fünfjähriger Beobachtungen.

Die seit 1900 zur Bearbeitung gelangten weiteren Bohrprofile.

E. Geinitz.

J. Elbert: Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung. (10. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. zu Greifswald. 1906. 27 p. Mit 1 K.)

—: Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee. (Ibid. 1906. 15 p. Mit 4 Taf.)

Verf. nimmt drei Eiszeiten an; die tektonischen Störungen sollen am Schlusse der zweiten Eiszeit erfolgt sein. Die Ursachen der großen Landverluste beruhen hauptsächlich auf der wechselvollen Zusammensetzung und Lagerungsweise der Formationsglieder, erst in zweiter Linie kommt die Abrasionstätigkeit des Meeres in Betracht. Die Profiltafel der zweiten Abhandlung zeigt die reichhaltigen Dislokationen. Es werden noch besprochen die Gefahren des Steinzangens, die Grundwasserzuflüsse und Schollenbewegungen. **E. Geinitz.**

E. Geinitz: Die Einwirkung der Silvestersturmflut 1904 auf die mecklenburgische Küste. (Mitt. großh. mecklenb. geol. Landesanst. Rostock. **16**. 1905. 9 p. 12 Taf.)

Bei dem Steilufer, Klint, teilweise meßbarer Landverlust (Stoltera 1 m, Rostocker Heide fast 20 m); wo Düne den Strand begrenzt, kein direkter Verlust, aber Zerstörung der Dünen. Einige neue Beobachtungen konnten mitgeteilt werden. Die Tafeln geben gute Erläuterungen für den Landverlust und illustrieren die verschiedenen Schutzbauten.

E. Geinitz.

Petrographie.

W. C. Brögger: Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes nach ihren geologischen Verwandtschaftsbeziehungen geordnet. (Nyt Mag. f. Naturvidensk. **44**. 113—144. 1906.)

Verf. wird demnächst eine ausführliche Darstellung der Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes veröffentlichen. Inzwischen hat er 20 Sammlungen der wichtigsten Gesteins-Typen (227 Nummern) zusammengestellt, die der Firma F. Krantz in Bonn zum Verkauf überwiesen wurden. Der vorliegende Katalog enthält ein geologisch nach Verwandtschaftsbeziehungen geordnetes Verzeichnis, aus dem die außerordentliche Mannigfaltigkeit dieser Differentiationsprodukte eines natronreichen Stammmagmas hervorgeht. **Liebisch.**

A. C. Lane: The role of possible eutectics in rock magmas. (Journ. of Geology. **12**. 1904. 83—93.)

Verf. führt aus, daß sich bei wiederholter Differenzierung die Zusammensetzung von Teilmagmen derjenigen eutektischer Gemische nähern wird. Betrachtet man Iddings' Diagramm der Eruptivgesteinsanalysen, in welchem der Quotient $(Na_2O, K_2O) : SiO_2$ vertikal, CaO, MgO, Al_2O_3 horizontal aufgetragen sind, so findet man, was Iddings entging, daß die figurativen Punkte sich um die 1 : 12 Horizontale häufen. Dieses Alkali-Kieselsäure-Verhältnis scheint demnach einem eutektischen Gemisch zu entsprechen; ermittelt man das zugehörige Alkalifeldspat-Quarz-Verhältnis, so findet man $(K_2O, Na_2O)\ Al_2O_3 . 6\ SiO_2 + 6\ SiO_2$ als Eutektikum des Schriftgranites. Sucht man denselben Quotienten für Albit-Anorthit-Gemisch zu verwirklichen, so ergibt sich Ab_2An_3 als eutektische Lösung; in der Tat ist ihr Labradorit der am leichtesten schmelzbare Plagioklas; auch die Augitformel scheint ein Eutektikum darzustellen. Verf. macht schließlich auf die Übereinstimmung gewisser Resultate von Linck's und Schweig's Sättigungsversuchen mit obigen Darlegungen aufmerksam und empfiehlt eine Wiederholung dieser Versuche zwecks gleichzeitiger genauer Bestimmung der Erstarrungstemperaturen. **Johnsen.**

S. Zemcuzny und F. Loewinson-Lessing: Porphyrartige Struktur und Eutektik. (Mitt. d. polytechn. Instituts für 1906. **5**. 1 Taf. St. Petersburg 1906. Russisch.)

In dieser vorläufigen Mitteilung verwenden die Verf. das eutektische Prinzip zur Erklärung eines Teiles der prophyrischen Strukturen. Die Auffassung der porphyrischen Struktur als des Resultats zweier Phasen der Kristallisation erscheint ihnen nur zweifelsfrei bei den Effusivgesteinen mit glasiger oder mikrolithischer Grundmasse. Für die granitporphyrische Struktur mit holokristalliner Grundmasse nehmen sie jedoch keine Änderung in den Kristallisationsbedingungen des Magmas an, sondern sehen ein Analogon in den Metalllegierungen, die ebenfalls eine porphyrähnliche Struktur zeigen. Die holokristalline Grundmasse solcher Massengesteine entspricht hiernach der eutektischen Mischung, während die porphyrischen Einsprenglinge von dem Bestandteile gebildet werden, der in größerer Menge vorhanden ist, als das eutektische Mischungsverhältnis verlangt. Es werden hierfür die Namen „Eutektophyre" und „eutektophyrische Struktur" gewählt.

Zum Beweise werden außer den Metalllegierungen eine Reihe von Versuchen angeführt und z. T. auf einer Tafel abgebildet, welche die Verf. mit Salzen (hauptsächlich $AgCl$, KCl und $BaCl_2$, $NaCl$) angestellt haben, die deutlich die eutektophyrische Struktur erkennen lassen. Zu Versuchen mit Silikatschmelzen werden die Verf. erst in Zukunft übergehen, dagegen haben sie an Schliffen von Gangdioriten Messungen der relativen Mengenverhältnisse der einzelnen Komponenten angestellt und auch hier die Bestätigung ihrer Theorie gefunden.

Ein maßgebender Beweis ist jedoch wohl nur von Schmelzversuchen mit Silikaten zu erwarten; die von den Verf. in Aussicht gestellte Halographie dürfte keinen unbedingten Rückschluß auf die Verhältnisse der Silikate gestatten. Den Versuchen mit Silikaten kann mit um so größerem Interesse entgegengesehen werden, als Doelter in seiner neuesten Publikation (Über den Einfluß der Viskosität bei Silikatschmelzen, Centralbl. für Min. etc. 1906. p. 193/198) dem eutektischen Schema für die Ausscheidung der Silikate eine wesentlich geringere Bedeutung zuschreibt, als es die Verf. der vorliegenden Arbeit tun. **Ernst Maier.**

G. Gürich: Granit und Gneis. Ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine. Vorgetr. in d. geol. u. min. Abt. d. Naturf.-Versammlung 1904. (Himmel u. Erde. 17. 241—251. 4 Fig. Berlin 1905.)

Nach einigen Bemerkungen über Aktualismus in der Geologie und einer kurzen Übersicht über die für die Genese der kristallinen Schiefer aufgestellten Theorien schildert Verf. die Beziehungen „zwischen den ältesten sedimentären Schiefern und dem Granit" in Schlesien; er knüpft hierbei an die Einschmelzungstheorie Michel-Lévy's an und stützt sich besonders auf zwei Reihen von Beobachtungen.

1. Basische Schlieren im Granit. Bei Gohlitsch auf Blatt Ingramsdorf (Mittelschlesien, WSW. von Breslau) nimmt der Granit in der Nähe einer von ihm umschlossenen und injizierten, 20 m mächtigen Schieferscholle „ein durch basische Streifenschlieren veranlaßtes unruhiges Aussehen an; vereinzelte losgerissene Schieferstücke stellen sich ein . . . Die Glimmerlagen der Schieferblätter erscheinen seitlich im Granit wie aufgelöst und durch vereinzelte, weniger regelmäßig angeordnete Glimmerblättchen oder auch Hornblendekristalle angedeutet. Die Titanitkristalle der Schiefer erscheinen in gleicher Ausbildung im benachbarten Granit." Kleinere umgewandelte Schieferschollen finden sich in dem an basischen Schlieren überaus reichen Granit der Beatenhöhe bei Saarau.

Verf. gibt sie ferner aus den Graniten von Striegau, des Zobtens, des Riesengebirges an. „Bei Häslicht fand sich nun ein Schiefereinschluß im Granit, umschlossen von einer basischen Knotenschliere" — das Gesteinsstück ist abgebildet —. „Der Gedanke liegt nahe, daß die Bildung der Schliere veranlaßt ist durch den Schiefereinschluß im Granit."

Verf. erklärt aber nicht nur die basischen Schlieren durch Einschmelzung; er bezieht sich auf eine von ihm am Kontakt des Riesengebirgsgranites mit dem Glimmerschieferzug des Hohen Iserkammes bei Nieder-Schreiberhau gemachte Beobachtung. „Dem Andalusit- und Cordieritschiefer des Moltkefelsens ist ein Granat-Hornblendefels eingeschaltet. Unweit davon trifft man an der Granitgrenze ein kersantitisches Erstarrungsgestein an. Die Analysen des Kersantits und jenes Kinzigits stimmen ziemlich überein, und noch auffälliger wird diese Übereinstimmung

durch die Anwendung der Osann'schen Formeln. Könnte nicht der Kersantit durch Einschmelzung des Kinzigits entstanden sein?"

2. „Die ältesten Sedimente stehen mit dem Granit in Verbindung durch die Vermittlung von Gneis. Maßgebend für seine Folgerungen wurden dem Vortragenden die Verhältnisse im Jenkauer Schiefergebirge nördlich von Striegau. Der grobkörnige und grobflaserige Gneis von Wandris geht nach oben schnell in feiner schieferige Gesteine über, die Flaserung der Gesteine fällt unter ganz flachen Winkeln nach Süden ein. Darüber folgt, abgesehen von einer amphibolitischen Einlagerung, anscheinend durch petrographischen Übergang verknüpft, die Masse der Jenkauer Schiefer. Die Schieferplatten liegen ebenso flach wie die Flaserung des Gneises, aber man kann sich überzeugen, daß die eigentliche Schichtung dieser Schiefer abweichend von der Schieferung eine stark wellige Faltung aufweist. Die vorher gefalteten sedimentären Schiefer sind also nachträglich einer Druckschieferung ausgesetzt gewesen, gleichzeitig mit der Herausbildung der Gneisflasern und wohl auch gleichzeitig mit der Herausbildung der Schalen im unterlagernden Striegauer Granit. Die Gneisbildung erscheint also als eine Steigerung des Vorganges der nachträglichen Schieferung der gefalteten Schichten. Ursache all dieser Vorgänge kann nur der Granit sein. Einer intensiven Gebirgsfaltung sind diese Gneise nicht ausgesetzt gewesen; man kann also von Regionalmetamorphose bei ihnen nicht reden."

Seine theoretischen Vorstellungen spricht Verf. in folgenden Sätzen aus: Wahrscheinlich werden „in gewissen Tiefen der Erdkruste Temperaturen erreicht werden weit über den Schmelzpunkt der Silikatgesteine. Es ist ebenso wahrscheinlich, daß mit der Tiefe auch der Druck zunimmt . . . In der Tiefe der Kruste können diese Gesteine infolge des hohen Druckes trotz der hohen Temperatur nicht schmelzflüssig werden. Wie aber, wenn irgendwo in der Kruste mehr oder minder plötzlich der Druck nachläßt? Sicher ist dann eine Verflüssigung zu erwarten.

Solche Änderungen der Druckverhältnisse können eintreten: 1. wenn bei tektonischen Vorgängen in der Kruste Spalten entstehen, 2. wenn durch Erosion Gebirge abgetragen werden. Im ersten Falle werden Einschmelzungsvorgänge räumlich beschränkt längs der Klüfte vor sich gehen; im zweiten Falle werden innerhalb der Lithosphäre die Einschmelzungsvorgänge sich über größere Gebiete erstrecken. Diese Zone der Einschmelzungsmöglichkeit soll als Tekosphäre[1] bezeichnet werden; bei zentripetaler Druckverringerung auf einem Erdradius wird die Tekosphäre sich zentrifugal ausdehnen. Die so entstehenden flüssigen Massen bedingen eine größere Beweglichkeit dieser Teile der Erdtiefe. Bei Störungen des Gleichgewichtszustandes in der Kruste werden Bewegungen von größerem Ausschlag entstehen, als wenn es sich um die Verschiebung fester Krustenteile handelt. Unter einem abradierten Kettengebirgsflügel wird durch Emporwölbung der Tekosphäre die Entstehung einer benachbarten Parallelkette

[1] τήκω schmelzen.

eingeleitet. Diese Auffassung kann deshalb auf die Theorie der Gebirgsbildung von Einfluß werden. Mit der zentrifugalen Bewegung der Einschmelzung wird eine Aufwärtskrümmung der Geoisothermen bewirkt. Es werden dadurch die Auffassungen von vulkanischen Vorgängen beeinflußt werden. Überhaupt steht diese Annahme von räumlich beschränkten Einschmelzungsherden im Einklange mit der modernen Vulkantheorie. In den Aufwärtsbewegungen der Tekosphäre endlich kann man auch die Ursache der sogen. „Massendefekte“ suchen. Der durch die Diatexis (Einschmelzung) entstehende Magmaherd wird durch die damit verknüpften Dampfbildungen eine Einwirkung auf die Dachgesteine ausüben. In dieser Einwirkung kann man die Ursache der Gneisbildung suchen. Diese Gneisbildung findet ihre Analogie in den Veränderungen, die die von dem Granit umschlossenen Schieferschollen, wie oben gezeigt, erkennen lassen. Es braucht sich hierbei nicht nur um Injektionen zu handeln; es ist wohl denkbar, daß infolge von Spannungsdifferenzen in der Schieferscholle selbst sich gewisse, leichter einschmelzbare Lagen des Schiefers unmittelbar in granitische Schmelzflüsse verwandeln ... Die Gneisbildung erfolgt also in der die Tekosphäre umhüllenden, von Dämpfen, den sogen. Mineralbildnern, erfüllten Zone. Sie möge als Zeosphäre[1] bezeichnet werden. In ihr sind auch flaserige basische Gesteine entstanden wie etwa der Gabbro des Zobten, der von granitischen Aplitgängen durchsetzt ist.

Die Entstehung saurer und basischer flaseriger Gesteine in der Zeosphäre möge als Perihepsesis[2] bezeichnet werden. Im Gegensatz dazu steht die Kontaktmetamorphose, die auf einer rascheren Einwirkung emporquellenden Granitmagmas beruht. Entsprechend der vorigen Bezeichnungsweise möge sie Anaphryxis[3] genannt sein. Die in der Tiefe durch Flüssigwerden, Diatexis, entstehenden Magmenherde bringen die Gesteine des Daches zur Einschmelzung — Entexis kann man es nennen, wenn damit kein völliges Aufgehen im Magma verknüpft ist —. Durch vollständige Verdauung — Diapepsis — kalk- und magnesiahaltiger Gesteine kann das granitische Magma basischen Charakter annehmen. Entektisch, aber unverdaut aufgenommene Massen können tränen- oder gangförmig in dem granitischen Magma zur Tiefe sinken, wenn sie schwerer sind oder irgendwelche andere Anordnung annehmen, wenn die flüssigen Massen in Bewegung sind. Vieles, was man früher als magmatisches Spaltungsprodukt ansah, wird sich nun als entektische Schliere auffassen lassen. Die unleugbaren Schwierigkeiten der Spaltungstheorie werden dadurch vermieden.

Milch.

D. Martin: Impressions produites par des bulles d'air sur de la vase. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **4**. 50—53. 1904.)

Verf. beobachtete, daß in Schlamm aufsteigende und an der Oberfläche des Schlammes durch darüber stehendes Wasser zusammen-

[1] $\zeta\acute{\epsilon}\omega$ sieden.
[2] $\check{\epsilon}\psi\eta\sigma\iota\varsigma$ das Kochen.
[3] $\varphi\rho\acute{\upsilon}\gamma\omega$ rösten.

gedrückte Gasblasen unter der Mitwirkung des Windes an der Schlammoberfläche Vertiefungen hervorbringen, die nach Abtrocknung der Oberfläche völlig den sogen. fossilen Regentropfen gleichen, während umgekehrt auf Sand oder Schlamm auffallende große Regentropfen unregelmäßige Löcher erzeugen. Er ist daher geneigt, auch für die „fossilen Regentropfen" eine Entstehung durch aufsteigende Gasblasen anzunehmen. **Milch.**

St. Meunier: Sur des concrétions quartzeuses renfermées dans la Craie blanche de Margny (Oise). (Bull. soc. géol. de France. (4.) **4**. 218—222. 1904.)

H. Douvillé: Observation. (Ibid. 222.)

In der Kreide von Margny (Oise) finden sich eigentümliche kieselige Gebilde, die nicht wie die gewöhnlichen Feuersteine in der ganzen Ausdehnung der sie bergenden Schicht auftreten, sondern auf einen bestimmten Fundpunkt beschränkt sind. In Hohlräumen der Kreide befinden sich sehr zierliche und zerbrechliche Aggregate von kristallographisch scharf ausgebildeten kleinen Quarzen; Quarzkörner bilden häufig lockere, mehr oder weniger sphäroidale Massen, die in einem ihrer Durchmesser von einer zylinderähnlichen Feuersteinachse durchzogen werden und stets beträchtlich kleiner sind als der Hohlraum, in dem sie liegen. Verf. glaubt, daß in diesen Gebilden verkieselte Spongien vorliegen, die äußere Gestalt erinnert besonders an die Gestalt von *Hallirhoa costata;* die verschiedene Ausbildung der Achse als Feuerstein und der äußeren Partien als Quarz läßt sich auf die verschiedenen Verhältnisse zurückführen, welche die eindringende Masse in dem zylindrischen Mittelkanal und dem eigentlichen Körper vorfand.

H. Douvillé schließt sich dieser Erklärung an und glaubt, daß die zentrale Feuersteinachse durch Infiltration zu erklären ist, während die Quarzkristalle auf Auflösung und Umkristallisation der primären Kiesnadeln jedes Individuums zurückzuführen sind. **Milch.**

O. M. Reis: Über Stylolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk. (Münch. geogn. Jahreshefte. 1902. **15**. 157—279; Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 419—422.)

Die Entstehung der Stylolithen ist im Anschluß an eigenartige Horizontalzersprengungen des völlig erhärteten Gesteines unter hohem Gas- und Gebirgsdruck durch wechselseitige chemische Auflösungsvorgänge zu erklären. Die Entstehung der Dutenmergel geschieht nach Art von Konkretionen unter sehr langsamer Anreicherung von Carbonaten nach bestimmten Kernlagen, oft mit verwesenden organischen Resten. Dabei findet stets eine Kristallisation statt (die Kristallelemente weisen auf das erste spitze Rhomboeder hin). Die Entstehung der Knollen des Landschaftenkalkes ist auf eine Überkrustung von Bodenunebenheiten durch lokale Kalkausscheidung zurückzuführen. **A. Sachs.**

M. Reinhard: Absonderung bei einem Mergel. (Bull. de la Soc. des sciences de Bucarest-Roumanie. **14**. No. 1 u. 2. 1905.)

An einem mit mergeligen Sandsteinen wechsellagernden Mergel der miocänen Salzformation in einem Seitengraben des Valea Sultanelului (Distrikt Dâmbovitza) beobachtete Verf. eine eigentümliche Absonderung in rhombische Prismen, welche als durch Torsion entstanden erklärt wird. Von den Torsionsklüften aus wurde der Mergel zersetzt, Kalk wurde ausgelaugt, Eisen- und Mangansalze relativ angereichert. Daher ist die äußere Rinde der Mergelprismen eisen- und manganreich, die sich daran anschließende Masse ziemlich eisenschüssig, oft gebändert und nur der innerste Kern der Prismen weist zuweilen noch unversehrte Mergelsubstanz auf.

Katzer.

O. Stutzer: Die „Weiße Erdenzeche St. Andreas" bei Aue, ein Beitrag zur Frage nach der Genesis der Kaolinlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **13**. 1905. 333—337.)

Für das Auer Weißerdenlager besteht die Rösler-Weinschenk'sche Theorie (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XV. 1902. p. 231) zu Recht. Verf. vermutet, daß sie ganz allgemein für alle Kaolinlager sich Bahn brechen wird, und erwartet, daß auch bald in den Lehrbüchern der Geologie die Kaolinisierung nicht mehr als Verwitterung, sondern als postvulkanischer Zersetzungsprozeß gedeutet wird.

A. Sachs.

O. Hildebrand: Petrographische Untersuchung einiger Steinwerkzeuge aus Westpreußen. (Schriften d. naturf. Ges. Danzig. **11**. 1904. 40—50.)

Das Material von 15 Steinwaffen (teils ohne Loch, teils breit und mit Durchbohrung) gehört zu den kristallinischen Schiefern bezw. derartig umgewandelten Massengesteinen, zu Dioriten, Diabasen und Porphyr, sämtlich Diluvialgeschiebe. Hornblendegesteine und uralitisierte Diabase haben wegen ihrer Zähigkeit das meiste Material geliefert.

E. Geinitz.

A. Jentzsch: Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen. (Landwirtsch. Jahrb. 1905. 165—176.)

Diskussion von Bodenanalysen von 30 Untergrundsproben. Diluvialböden (Geschiebemergel, diluvialer Grand und Kies, Geschiebesand, Talsand und Deckton), Alluvialböden. Nach den agronomisch wichtigeren Bestandteilen und Eigenschaften geordnet, zeigt sich folgende Reihe der, möglichst unveränderten, Untergrundsarten (Höchstgehalt oben):

Tongehalt:

Alluvialer Wiesenton mit	70,8 %
Diluvialer Tonmergel, Deckton	69,6 „
Abschlämmmassen im Geschiebemergelgebiet	11,8—37,8 „
Diluvialer Geschiebemergel	28,6 „
„ Mergelsand	12,8 „
„ Sand und Kies	2,2—2,3 „
Alluvialer Dünensand	1,5 „
„ Wiesenkalk	

Phosphorsäure:

Abschlämmmassen im Geschiebemergelgebiet	0,24 %
Diluvialer Tonmergel	0,23 „
„ Mergelsand	0,20 „
Alluvialer Wiesenton	0,16 „
Diluvialer Geschiebemergel, Sand, Kies	0,15 „
Alluvialer Wiesenkalk	0,10 „
„ Dünensand	0,08 „

Gesamtkali:

Alluvialer Wiesenton	3,47 %
Abschlämmmassen im Geschiebemergelgebiet	2,72 „
Diluvialer Deckton und Tonmergel	2,20 „
„ Geschiebemergel	2,20 „
„ Mergelsand	2,06 „
„ Sand	1,66 „
„ Kies	1,09 „
Alluvialer Dünensand	0,94 „

E. Geinitz.

R. Oberdorfer: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 61. 40 p. 1 Taf. 1905.)

Bei der vulkanischen Tätigkeit im Ries bei Nördlingen haben sich nur Tuffe gebildet; nirgends findet sich anstehender erstarrter Schmelzfluß. Die Tuffe sind von Gümbel als Liparit-, von Deffner und O. Fraas als Trachyttuff bezeichnet, Sauer nimmt an, daß die Auswürflinge von einem basischen Glas abzuleiten seien, das durch Einschmelzung granitischer Einschlüsse seine jetzige saure Beschaffenheit bekommen hätte. Verf. sucht die Natur der Tuffe durch petrographische und chemische Untersuchung aufzuklären.

Die Auswürflinge sind einerseits glasige Schlacken, Bomben, Fladen und Lapilli, anderseits bei der Eruption mit emporgerissene kristalline oder Sedimentgesteine. Von den beiden letzteren sind Granite, Gneise, Diorite, Hornblendegneise, Keupermergel und -sandstein, Lias, Brauner und Weißer Jura zu nennen. Die kristallinen Auswürflinge sind gefrittet, z. T. auch geschmolzen und verschlackt.

Die Grundmasse der Tuffe ist entweder eine glasige Masse, die sich u. d. M. als ein Mikroagglomerat erweist, das aus winzigsten, teils sauren, teils basischen Glaslapilli (mit Quarz- oder Feldspatfragmenten als Kern) besteht, wozu noch Quarz-, Feldspat-, Biotit- und Hornblendefragmente kommen, oder die glasigen Bestandteile treten mehr zurück, wobei mancherorts die losen Mineralfragmente durch Kalkspat verkittet sind.

Da es sich bei den Tuffen um klastische Gemenge heterogener Materialien handelt, haben die drei vom Verf. mitgeteilten Bauschanalysen nur ein praktisches Interesse.

Die Beschreibung der glasigen Auswürflinge bildet den Hauptabschnitt der Arbeit. Die Glasmasse ist bald farblos, bald gelblichgrün bis tiefbraun gefärbt. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind weit verbreitet. Ganz durchspickt ist das Glas von kleinsten Splitterchen der Gemengteile der vom Magma durchbrochenen kristallinen Gesteine, namentlich von Quarz und Feldspat. Diese fremden Partikel sind vom Schmelzfluß teilweise oder ganz resorbiert, wodurch das Glas um die Einschlüsse herum heller gefärbt und oft sogar Schlierenbildung verursacht wird.

Reichlich treten Entglasungsprodukte auf, so Sphärolithe, die außer ihrem radialfaserigen Aufbau oft noch drei konzentrische Ringe zeigen, von denen der innere und äußere negativen, der mittlere positiven optischen Charakter besitzt. Die Mikrolithe sind z. T. als Feldspath anzusehen, z. T. sind es farblose, wurmförmig geringelte Gebilde. Auch Trichite kommen vor.

Die fremden Einschlüsse der Bomben und Tuffe haben durch den Schmelzfluß Veränderungen erfahren, die einzelnen Mineralien sowohl als auch die Gesteinsbruchstücke. Quarz und Feldspath erscheinen angeschmolzen, letzterer wird bei starker Veränderung isotrop, wobei die Spaltrisse erhalten bleiben. Am Quarz läßt sich Ähnliches beobachten. Die Gesteinseinschlüsse zeigen teils auch diese sekundären isotropen Substanzen, teils sind sie wenig verändert, anderseits aber auch wieder manchmal völlig verschlackt und verglast.

Die Bauschanalyse der glasigen Bomben und auch die Analyse ihres Glases allein ergaben eine chemische Zusammensetzung, die etwa einem Dacit oder Hornblendeglimmerandesit entsprechen würde (SiO_2-Gehalt zwischen 65,49 und 58,50 %). Es ist aber zu berücksichtigen, daß nicht der ursprüngliche Schmelzfluß allein, sondern dazu all die von ihm eingeschlossenen und eingeschmolzenen sauren fremden Bestandteile analysiert sind. Das Magma des Riesgebietes muß demnach basischer gewesen sein, vielleicht ähnelte es dem des Hegaus oder des Uracher Basaltgebietes.

Die Tuffe werden zu Bausteinen, neuerdings auch, nach Art des Traß im Brohltal, als Zement verwendet.

Den Schluß der Arbeit bildet eine Beschreibung der einzelnen Tuffvorkommnisse. **Otto Wilckens.**

E. Gaiser: Basalte und Basalttuffe der schwäbischen Alb. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. **61**. 41 p. 2 Taf. 10 Textfig. 1905.)

Verf. beschreibt die Eruptivgesteine der „Vulkanembryonen" der schwäbischen Alb. Basalt tritt auf derselben an 18 Punkten zutage; es handelt sich dabei meist um Schlotbasalte. Am Eisenrüttel bei Dottingen findet sich Nephelinbasalt, der in chemischer Hinsicht zum Osann'schen Typus „Käsegrotte" gehört. Die meisten Vorkommnisse sind feinkörnige Melilithbasalte. Verf. beschreibt ihre Gemengteile (Olivin, Augit, Melilith, Nephelin, Perowskit, Biotit, Magnetit, Pikotit, Chromit und Apatit) im einzelnen. Olivin ist stets reichlich vorhanden; Augit und Melilith stehen in reziprokem Mengenverhältnis. Der Nephelin fehlt nie, doch lassen sich die an diesem Mineral reicheren Nephelin-Melilithbasalte nicht scharf von den typischen Melilithbasalten trennen. Dagegen stellt der Nosean-Melilithbasalt von Grabenstetten einen besonderen Typus dar. Der Nosean tritt als jüngstes Ausscheidungsprodukt in Form bräunlicher Flecken auf. Seine späte Ausscheidung ist besonders bemerkenswert. Die sonstigen Gemengteile dieses Basaltes sind dieselben wie die der Melilithbasalte.

Kontaktwirkungen äußern sich meist in Härtung des Nebengesteins. Ein Basalt lieferte einen Einschluß von Kalksilikathornfels.

Die Füllmasse der meisten vulkanischen Kanäle auf der Alb ist eine „Basalttuffbreccie", in der neben ausgeworfenem Magmamaterial die durchbrochenen Gesteine in Form eckiger Bruchstücke von Granit, Gneis, Rotliegendem, Buntsandstein, Keuper und Jura vertreten sind. In den obersten Teilen der Röhren sind die Tuffe meist geschichtet; die Größe der Gesteinstrümmer variiert sehr. Die Tuffe sind wahrscheinlich alle solche eines Melilithbasaltmagmas, von einer großen Zahl konnte Verf. dies bestimmt nachweisen. Die magmatischen Auswürflinge haben die Form von Lapilli, die meist einen größeren Kristall als Kern haben. Strukturell läßt sich ein hyalopilitischer Typus von einem intersertalen (mit leistenförmigen Melilithen) unterscheiden. Abkühlungsränder sind häufig. Durch Anordnung der Melilithleisten parallel den Rändern der Lapilli bildet sich oft ein konzentrischer Aufbau heraus. Die Lapilli sind nachträglich verkittet, das Zement ist meist Kalkspat, daneben Magnesit und Zeolithe.

Beim Schlämmen größerer Mengen Tuff findet sich Hornblende als sehr alte Ausscheidung, die in der Effusionsperiode existenzunfähig wurde und die man daher nie in den Basalten findet. Ein Granat aus der Grossulargruppe, der in manchen Tuffen eine gewisse Häufigkeit erlangt, muß als Produkt des Kontaktes zwischen dem basaltischen Schmelzfluß und Kalkgesteinen aufgefaßt werden. Ältere Ausscheidungen kommen in den Tuffen in Gestalt von faustgroßen Bomben vor, die aus Augit, Hornblende und Glimmer, Apatit und Erzen bestehen.

Die Tuffe sind wasserundurchlässig und ihrer Verbreitung ist die Ansiedlung gefolgt. Ihre Bezirke bilden die Oasen in dem wasserarmen Kalkgebiet der schwäbischen Alb.

Die vom Verf. ausgeführten Analysen sind folgende:

Nephelinbasalt Eisenrüttel		Nosean-Melilithbasalt Grabenstetten		Einschlußarmer Melilithbasalttuff, Jusiberg	
SiO_2	39,39	SiO_2	34,03	SiO_2	32,07
TiO_2	3,01	TiO_2	2,69	TiO_2	2,30
Fe_2O_3	6,33	Fe_2O_3	3,13	Al_2O_3	6,40
FeO	5,64	FeO	6,67	Fe_2O_3	9,62
Al_2O_3	7,55	Al_2O_3	8,41	FeO	0,83
CaO	13,98	CaO	18,20	MgO	11,50
MgO	13,91	MgO	14,68	CaO	21,07
K_2O	1,45	K_2O	1,69	K_2O	0,58
Na_2O	4,88	Na_2O	4,58	Na_2O	1,77
P_2O_5	0,72	P_2O_5	1,10	P_2O_5	0,83
CO_2	Spur	SO_3	0,94	CO_2	2,33
H_2O	4,06	CO_2	Spur	H_2O	10,33
	100,92	H_2O	4,02		99,63
			100,14		

Otto Wilckens.

E. W. Skeats: On the Chemical and Mineralogical Evidence as to the Origin of the Dolomites of Southern Tyrol. (Quart. Journ. Geol. Soc. **61**. 97—141. Taf. X—XIV. London 1905.)

Das Problem der Entstehung der südostalpinen Trias-Dolomitmassen wird in dieser Arbeit durch chemische und mikroskopische Untersuchung zahlreicher an Ort und Stelle geschlagener Stücke und durch Vergleich mit rezenten Korallenkalkbildungen zu lösen versucht. Leider hat Verf. die Literatur über Südtirol und Venetien nur unvollständig benützt und kommt so zu der Überzeugung, daß sich in dieser Frage nur zwei Parteien gegenüberstehen. Die eine halte die betreffenden Massen für Korallenriffe und stratigraphische Äquivalente benachbarter toniger Bildungen, die andere für nicht seitwärts auskeilende, sondern sich gleichmäßig schichtförmig ausbreitende, nicht von Korallen aufgebaute Gebilde. Daß auch eine dritte Anschauung von zahlreichen Forschern vertreten bezw. doch anerkannt wird, die zwar den heteropischen Charakter der hellen Dolomite und Kalke zugibt, aber leugnet, daß Korallen die wesentlichen Bildner dieser rasch an- und abschwellenden Massen seien, das ist dem Verf. anscheinend unbekannt geblieben. Dabei hebt er selbst, gerade auf Grund eingehender und sorgfältiger Untersuchungen rezenter „Korallenriffe“ hervor, daß auch in diesen im allgemeinen die Korallen nur eine untergeordnete Rolle spielen und daß Kalkalgen, Foraminiferen und andere Organismen die Hauptmasse der Riffgesteine bilden. („The study of the relative proportions of the organisms composing coral-reefs and the alterations which they undergo has shown that corals generally play a subordinate part, and that calcareous algae, foraminifera, and other organisms form the bulk of the rocks composing the reefs.“ p. 138, und: „In the

first place, it has been shown, that corals play a much less important part in building up coral-reefs than was formerly supposed. Calcareous algae are often more abundant than the corals; foraminifera and echinodermata often bulk largely; and polyzoa, lamellibranchiata and other organisms are occasionally present in fair abundance." p. 126.) Trotz dieses wichtigen Zugeständnisses aber wird in der Arbeit eine jede Tatsache, die zeigt, daß zwischen den Dolomiten Südtirols und rezenten Kalkalgen oder Korallenkalken Ähnlichkeit besteht, als ein Beweis für die „Korallenriffnatur" der ersteren aufgefaßt. Von diesen Tatsachen ist von Bedeutung wohl nur die eine, allerdings durch eine große Anzahl von chemischen Bestimmungen erhärtete, daß die Kalksteine rezenter „Korallenriffe" im allgemeinen sehr arm an in Salzsäure unlöslichen Bestandteilen sind und daß dies genau in derselben Weise für die südtiroler Dolomit- und Kalksteinmassen zutrifft, während die dem Muschelkalk angehörenden, die Buchensteiner, Wengener und Cassianer Kalke reich an unlöslichen Bestandteilen sind.

Die Untersuchung zahlreicher, z. T. auch photographisch reproduzierter Dünnschliffe hat sehr wenig neues Material ergeben. Die auch vom Verf. nur sehr hypothetisch auf Korallen zurückgeführte „mäandrine" Anordnung von Dolomitkristallen ist höchst zweifelhafter Natur. Interessant ist die einmalige Beobachtung einer noch mit den ursprünglichen Aragonitfasern erhaltenen Koralle im Cassianer Kalkstein des Sett Sass, sowie das Auftreten völlig idiomorpher kleiner Quarzkristalle im Dolomit des Giau-Passes.

Was die vom Verf. in den Dolomiten angetroffenen Organismenreste betrifft, so sagt er zwar, daß im Schlerndolomit „corals are occasionally found in the mass of the rock in various horizons. They are almost always found as casts in dolomite, and only in a few places occur in abundance." Er fügt aber sofort hinzu, daß in Dünnschliffen Kalkalgen die gemeinsten Versteinerungen sind, besonders mehrere Arten von „*Gyroporella (Diplopora)*".

In mineralogischer Hinsicht interessant ist die Beobachtung, daß einzelne scheinbar einheitliche Dolomitkristalle aus abwechselnden Lagen von Dolomit und Calcit bestehen, was mit der Lemberg'schen Methode nachgewiesen wurde.

Was den Ursprung der Magnesia der Dolomitmassen betrifft, so tritt Verf. ebenso wie viele seiner ihm leider wieder nur sehr unvollständig bekannten Vorgänger energisch dafür ein, daß er im Seewasser zu suchen ist[1]. Zum Beweise werden einige neuere Beobachtungen über Dolomitisierung von rezenten „Korallenkalken" des Stillen Ozeans aufgeführt, wo sich der Prozeß in seichtem Wasser vollzogen haben soll. Dabei wird genau in derselben Weise, wie das schon früher von anderer Seite geschehen ist, der durch Verwesung der Organismenreste frei werdenden

[1] Eine Diskussion der Frage findet sich z. B. bereits in der Arbeit des Ref. Palaeontographica. **42**. 1895. p. 44.

Kohlensäure eine bedeutende Rolle zugeschrieben. Diese Dolomitisierung des Kalksteins vollzog sich also nach dem Verf. schon bei der Bildung des Gesteins und in horizontal weit ausgedehntem Maße. Daneben beobachtete Verf. auch lokale Dolomitisierung in der Nähe von Gesteinsspalten, die dem Wasser jetzt den Transport von Magnesiacarbonat innerhalb der festen Massen gestatten. **Wilhelm Salomon.**

G. Klemm: Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. II. (Sitzungsber. Berl. Akad. d. Wiss. Physik.-math. Kl. 1905. 442—453. 2 Fig.)

Nachdem Verf. im ersten Teil seines Berichtes (dies. Jahrb. 1905. I. -242—243-) seine Überzeugung ausgesprochen hatte, daß der Tessiner „Gneis" ein jungtertiärer, primär flaseriger Granit sei, der die überlagernden Sedimente kontaktmetamorph verändert habe, berichtet er in dem vorliegenden zweiten Teil über die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der metamorphen Sedimente der Umgebungen von Airolo sowie über deren Beziehungen zu den Protoginen des Gotthardmassivs.

In der schon im ersten Teil besprochenen Schlucht Ronco di Berri (nahe am Ausgang des Val Canaria bei Airolo) geht das höchste Dolomitband ganz allmählich in die hangenden Schiefergesteine bei völliger Konkordanz aller Schichten über. Etwa 7 m unterhalb des Kreuzungspunktes der Schlucht und des Weges nach der Alp Pontino folgt auf den Dolomit eine 3—4 dm mächtige Schicht mit vereinzelten Glimmerflasern, die sich mehr und mehr anreichern. Der silbergraue Glimmer (hellbraun und farblos pleochroitisch) ist oft ganz erfüllt von Carbonatkörnchen und enthält viel Turmalinsäulchen, etwas seltener Rutilkriställchen. Das Gestein geht über in weißen, schwarz gebänderten Paragonitschiefer, sodann in recht verschiedenartige Glimmerschiefer; 10 m über dem Wege stehen zum erstenmal die in keiner tieferen Schicht wiederkehrenden weißen Glimmerschiefer mit den mehrere Centimeter langen, garbenförmige Figuren zusammensetzenden Hornblenden an — diese Garben, bis 10 cm lang, liegen bald in den Schichtflächen, bald unter allen möglichen Winkeln gegen sie geneigt. Bis 1 cm im Durchmesser erreichende Granaten in unvollkommenen (110), durchaus skelettartig durch Einschlüsse von zahllosen Quarzkörnchen und Paragonitschüppchen ausgebildet, erscheinen u. d. M. bisweilen als dünnfädiges Maschenwerk zwischen den anderen Gemengteilen; weder an ihnen, noch an den Hornblenden, noch am Biotit sind optische Anomalien zu beobachten — außer den genannten Mineralien enthält das Gestein noch Malakolith, Apatit, stellenweise auch Feldspat, ferner Rutil, Zirkon, Eisenerz. Mit dem Garbenschiefer wechsellagernde Hornblendeschiefer und Amphibolite wechsellagern anderseits mit Glimmerschiefern, mit denen sie durch Übergänge verknüpft sind, so daß sie als umgewandelte Sedimente

anzusprechen sind. Die Mannigfaltigkeit der Gesteine dieses Komplexes, der auch reine Glimmerschiefer, hornblendereiche Glimmerschiefer etc. enthält, ist sehr groß, seine Mächtigkeit ist auf 600—700 m zu veranschlagen.

Von Airolo westlich fällt der Dolomit und die ihn überlagernden Schiefer mit 40—60° nach NW., am anderen Ufer des Tessin finden sich Kalkphyllite mit gleichem Streichen, aber 35° nach SO. einfallend. Die die beiden verschiedenen Gesteinsserien trennende Störung scheint bis zum Stalvedro bei Airolo zu ziehen; sie kann „nicht jungen Datums sein, da sie nicht in den Granit unterhalb Stalvedro übergreift, sondern es muß eine bei der Aufrichtung des Gebirges entstandene Verschiebung in der Mittelebene des Sattels sein, zu dem . . . die Sedimente der Tessiner Alpen zusammengefaltet worden sind.“ Im Südflügel dieses Sattels scheint die Lagerung weit unregelmäßiger zu sein.

Das Studium der Verbandsverhältnisse der Schiefer und der Protogine an der Gotthardstraße zeigte zunächst beim Eintritt in das Val Tremola schwarze Amphibolite, mit dunklen Biotitschiefern wechsellagernd; in ihnen finden sich zunächst vereinzelt auftretende, dann häufigere Granitapophysen, oft linsenförmig erweitert. „Bei weiterem Anstiege wird die Injektion immer stärker und es entstehen in dem sogen. ‚Sorescia-Gneise‘ Gesteinstypen, die man leicht mit manchen der ‚körnig-streifigen Gneise‘ des Spessarts verwechseln könnte.“ Manche dieser ‚Sorescia-Gneise‘ sind malakolithreich, andere zeigen Strukturen wie kontaktmetamorphe Sandsteine oder Grauwacken.

Die Protogine zeigen Verhältnisse, wie sie aus der Dazio-Grande-Schlucht im ersten Bericht geschildert wurden, den gleichen Eindruck erhielt Verf. beim Durchwandern des Reuß-Tales: man „kann verfolgen, daß der Granit da, wo er Schiefergesteine . . . eingeschlossen hat, selbst schieferige Struktur annimmt, während er sonst fast rein massigen Habitus aufweist“, woraus die Ursprünglichkeit der Flaserstruktur folgt. „Wenn man beobachtet, wie aus einem Granit mit ebenflächig verlaufender Fluidalstruktur sich plötzlich da eine stark wellige Struktur zu entwickeln beginnt, wo man Schiefereinschlüsse im Granit wahrnimmt, wird man immer mehr zu der Vorstellung gedrängt, daß diese Einschlüsse durch die Gebirgsbewegungen, welche noch eine Zeit lang nach der Injektion des Granites fortdauerten, in die noch bewegliche Masse hineinversenkt wurden und so die lokalen Störungen der Struktur hervorriefen“ (p. 450). Alle bisher als dynamometamorph aufgefaßten Erscheinungen der Gotthardgranite bezeichnet Verf. als protoklastisch; für Dynamometamorphose läßt er nur Erscheinungen gelten, wie sie sich auf Quetschzonen und Überschiebungsflächen einstellen. „Man kann sich aber kaum einen schärferen Gegensatz denken als den zwischen diesen gequetschten und zertrümmerten Graniten und den nach ihrer Erstarrung durch keinen Gebirgsdruck beeinflußten Fluidalgraniten des Gotthardgebietes.“ **Milch.**

G. Klemm: Über Blasenzüge aus dem Melaphyr. (Ber. d. Oberrhein. geol. Ver. Separatabdr. 3 p. 1904.)

Polemik gegen Küppers. (Vergl. Centralbl. f. Min. etc. p. 217 ff. resp. 414 ff.) **Milch.**

J. F. Blake: On the Order of Succession of the Manx Slates in their Northern Half, and its Bearing on the Origin of the Schistose Breccia associated therewith. (Quart. Journ. Geol. Soc. **61**. 358—373. London 1905.)

Lamplugh hatte in einer früheren Arbeit[1] in den Schiefern der Insel Man ein Gestein als „crush-conglomerate" (Reibungsbreccie) beschrieben und später (1903) in den Publikationen der englischen geolog. Landesanstalt eine Karte und eingehende Beschreibung der Insel und der Reihenfolge ihrer Sedimente gegeben. Verf. greift nun in der vorliegenden Arbeit Lamplugh's Annahmen zum Teil an. Er sucht vor allen Dingen zu zeigen, daß die Breccie nicht „autoclastic" sein könne und zwar weil sie nur Material der unterlagernden, nicht der überlagernden Schichten führe, ferner weil sie gleichzeitig Gerölle mehrerer verschiedener Gesteinsarten enthalte. Nur an relativ wenigen Stellen der Insel gebe es echte Reibungsbreccien. Diese aber seien von Lamplugh mit Trümmerbildungen zusammengeworfen, die infolge einer Diskordanz zwischen den „Lonan oder Niarbyl Flags" und den übrigen Man-Schiefern entstanden seien. Er nimmt auch zur Erklärung seiner Auffassung Verwerfungen an, die indessen, wie Lamplugh in der Diskussion ausführte, wohl nur ganz unbedeutenden Verschiebungen, wie sie das äußerst komplizierte Gebirge von Man in ungeheurer Zahl durchsetzen, entsprechen dürften. Überhaupt leugnet Lamplugh die Richtigkeit der Annahmen des Verf.'s. Er hält nach wie vor an der von ihm gegebenen Schichtenfolge und an der Auffassung des strittigen Gesteins als Reibungsbreccie fest. **Wilhelm Salomon.**

J. V. Elsden: On the Igneous Rocks occurring between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1905. **61**. 579—607. Taf. XXXVIII—XL.)

Die Arbeit ist durch eine geologische Schwarzdruckkarte im Maßstab von 1 inch zu $1\frac{1}{2}$ miles und durch 2 Tafeln von Mikrophotographien erläutert. Nach einer Übersicht über die ältere Literatur beschreibt Verf. eingehend die eruptiven Gesteine des im Titel bezeichneten Teiles von Nord-Wales. Auf der Karte sind unterschieden: 1. Der „Basalt"-(Melaphyr-) Lakkolith von Pen Caer, 2. Gesteine mit rhombischen Pyroxenen (Enstatit-Diabase, Quarznorite usw.), 3. Gabbro und Diabas, 4. Bostonite und Porphyrite, 5. saure Laven von Llanrian (Quarzporphyre), 6. gleichalterige Tuffe.

---

[1] Quart. Journ. Geol. Soc. **51**. 564. Vergl. dies. Jahrb. 1896. II. -286-.

Die ältesten Eruptivgesteine sind die Quarzporphyrlaven von Llanrian, die petrographisch mit den durch Cowper Reed und Parkinson bekannt gewordenen Laven von Prescelly und Fishguard übereinstimmen. Wahrscheinlich sind sie ordovicischen Alters.

Die intrusiven Gesteine sind jünger und gehören im wesentlichen drei Gruppen an: 1. Gabbros und Diabase des Strumble-Head-Gebietes, 2. Norite und mit ihnen verknüpfte Gesteine von St. David's Head und dessen Umgebung, 3. Kalkbostonite und Porphyrite des Abercastle-Mathry-Gebietes.

Die Gruppe der Kalkbostonite ist jedenfalls älter als die der Gabbros und der Norite. Sie scheint zu der petrographischen Provinz des südöstlichen Irland zu gehören, wo im Waterfordgebiet sehr ähnliche und offenbar nah verwandte Gesteine auftreten, während Übergänge zu den Gabbros und Noriten der benachbarten Teile von Wales ganz fehlen.

Die Gabbros auf der einen, die Norite auf der anderen Seite sind gleichzeitig intrudiert, sind aber im wesentlichen auf zwei verschiedene Gebiete beschränkt und zwar haben die Norite mit ihren verwandten Gesteinen ihr Hauptverbreitungsgebiet im SW., zwischen St. David's Head und Abercastle, die Gabbros und Diabase im NO. um Strumble Head herum; doch ist zwischen den beiden Bezirken eine undeutlich abgegrenzte Zone vorhanden, in der „die beiden Magmen sich in gewissem Maße mischten". Die letzte Phase der vulkanischen Tätigkeit lieferte die Intrusion des Pen-Caer „Basalt"-Lakkolithen. — Aus der petrographischen Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen seien hier noch die folgenden beiden Analysen mitgeteilt.

	Quarznorit von Penberry Hill	Etwas verwitterter Kalkbostonit von Abercastle
SiO_2	54,42	55,38
TiO_2	0,72	0,90
Al_2O_3	15,34	18,34
Fe_2O_3	0,67	1,13
FeO	5,17	5,86
MnO	Spur	—
CaO	8,30	3,25
MgO	6,69	3,47
K_2O	1,01	0,22
Na_2O	4,21	7,12
P_2O_5	0,57	Spur
H_2O bei 110°	0,47	0,48
H_2O b. höherer Temperatur	2,60	2,39
CO_2	Spur	2,00
Summe	100,17	100,54.

Das als Kalkbostonit („lime-bostonite") bezeichnete Gestein wird mit dem von Brögger von Maena bei Gran in Norwegen beschriebenen verglichen. Hier wie dort treten auch porphyrische Varietäten auf. Verf.

hatte auch Gelegenheit die von Cowper Reed[1] aus dem Waterford-Gebiete Irlands beschriebenen „smaller intrusives of Foilnaneena Cove“ zu vergleichen und glaubt, daß auch diese Gesteine zu demselben Typus gehören. **Wilhelm Salomon.**

J. Deprat: Note sur une diabase ophitique d'Épidaure (Péloponnèse). (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 247—250. 2 Fig. 1904.)

In einem tief eingeschnittenen Tal am Ausgange des Dorfes Ligurio am Wege von Nauplia nach Epidaurus erfüllt ein von Philippson als Serpentin bezeichnetes Gestein den ganzen Talgrund, auf dem die Ruinen von Epidaurus stehen; das Gestein ist tatsächlich ein Diabas, der in vielen Handstücken den typischen Ophiten der Pyrenäen völlig gleicht.

Der Diabas tritt in den von Philippson der Kreide zugerechneten Marmoren auf, die beiderseits schwach geneigt von ihm abfallen; den hangenden Marmoren sind zahlreiche, mehrere Meter mächtige Lagergänge des gleichen Diabases eingeschaltet, wie die Wand des großen Theaters besonders deutlich zeigt. Kontaktwirkungen sind weder an der Hauptmasse noch an den Lagergängen zu beobachten.

Das Gestein baut sich auf aus Plagioklas (Ab^1An^1 bis Ab^2An^3), monosymmetrischem Pyroxen mit Diallaghabitus, häufig amphibolitisiert und auch teilweise in Chlorit umgewandelt, und Magnetit; die Lagergänge sind im allgemeinen der Hauptmasse gleich, aber reicher an leukokraten Differenzierungsprodukten, in denen der Pyroxen stark hinter dem Labradorit zurücktritt.

Das gleiche Gestein findet sich in dem gleichen Marmor zwischen Epidaurus und den Ruinen von Troizene, ebenso in Euboea in verschiedenen mesozoischen Horizonten. Wenn nun auch das Alter der Marmore etc. noch nicht feststeht, so kann jedenfalls als sicher angenommen werden, daß im östlichen Griechenland große Massen basischen Eruptivmaterials in verschiedene mesozoische Schichten eingedrungen sind und mit diesen Schichten gefaltet wurden. Unter den Eruptivgesteinen sind einerseits Gabbros und Diabase, anderseits Peridotite am häufigsten vertreten.

Milch.

P. Termier: Les Brèches de friction dans le granite et dans le calcaire cristallin à Moiné-Mendia, près Hélette (Basses-Pyrénées) et leur signification tectonique. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 832—838. 1 Fig. 1905.)

Ein 1 km südlich vom Dorfe Hélette gelegener Hügel (auf dem Blatt Saint-Jean-Pied-de-Port der Generalstabskarte nahe der nordöstlichen Ecke gelegen, ohne Namen, nur mit der Höhenzahl 374 bezeichnet) besteht aus auf horizontal liegendem Gneis und Glimmerschiefer ruhendem

[1] Vergl. dies. Jahrb. 1902. II. -69-.

großkristallinem Marmor (20—30 m mächtig, reich an Graphit), der von einem pegmatitähnlichen Alkaligranit überlagert wird. Nahe am Kontakt enthält der Marmor schmale Adern von Quarz, Mikroklin, Albit, die auch isoliert im Marmor auftreten, ebenso gerundete Körner von Titanit, Diopsid, kleine Nadeln und Körner von blauem Turmalin, seltene Kristalle von grüner Hornblende und Chloritblättchen. Schmale Gänge von rotem Hämatit durchsetzen das Gestein. Der Alkaligranit besteht aus durchsichtigem Mikroklin, zersetztem Albit, wenig dunklem und viel weißem Glimmer; der Quarz findet sich fast stets als Einschluß in den Feldspaten.

Parallel der Grenze zwischen Granit und Marmor findet sich eine Reibungsbreccie, in die der Granit allmählich übergeht; während die Anfänge der Zertrümmerung im Granit nur mikroskopisch nachzuweisen sind, besteht die typische 1—3 m mächtige Breccie aus zertrümmerten Granitmineralien, zwischen denen gerundete Granitbrocken von Faust- bis (selten) Kopfgröße auftreten. Unter ihr liegt 25 cm bis 1 m mächtig eine an eisenschüssigem Bindemittel reiche, rote Breccie mit kleineren und spärlicheren Granittrümmern; sie ruht auf einer 4—5 m mächtigen Marmorzone mit Klüften parallel den oberen Zonen und linsenförmigen Marmorbreccien, die aber auch noch einige Granittrümmer enthalten. Die Marmorstücke haben sehr wechselnde Größe; die Trümmer sind reicher an Silikaten als der normale Marmor — die Zertrümmerung hat eine durch Kontaktmetamorphose besonders geschwächte Bank betroffen. Unter dieser Zone folgt der normale Marmor von mindestens 20 m Mächtigkeit.

Diese räumlich beschränkten Dislokationen sind nicht als „charriages", wohl aber als „symptômes de charriage" zu bezeichnen. Aus den Schilderungen von Stuart-Menteath geht hervor, „que les Pyrénées occidentales sont, ou bien un pays charrié, c'est-à-dire formé d'un paquet de nappes, ou bien un pays écrasé, sur lequel sont passées des masses pesantes..... Les mouvements relatifs entre granite et marbre, à Moiné-Mendia, sont des mouvements différentiels dans une série d'assises, charriées ou ecrasées, où abondent les glissements de grande amplitude." Milch.

J. Roussel: Le gneiss dans les Pyrénées et son mode de formation. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 380—386. 1904.)

Verf. geht aus von dem Auftreten des Gneis in den Pyrenäen, der nach seinen Angaben in Linsenform sich findet und von „schistes cristallins" (Glanzschiefer, Sericitschiefer, selten Glimmerschiefer) mit scharfer Grenze seitlich abgelöst wird. Gneis und Schiefer greifen seitlich fingerförmig ineinander; die gleichen Schiefer finden sich als Einlagerungen im Gneis, wechsellagern mit ihm in höheren Horizonten und überlagern ihn endlich in großer Mächtigkeit.

Die Vorstellungen des Verf.'s über die Entstehung des Gneises können hier nur kurz angedeutet werden. Verf. betrachtet ihn als granitoide

schmelzflüssige Ergüsse der archäischen Periode, die auf Sprüngen und Klüften durch die gefaltete erste Erstarrungskruste in wiederholter Folge hindurchdrangen und ihre Gestalt, sowie ihre Struktur dem vom Verf. für die damaligen Verhältnisse auf 620160 kg auf das dm^2 berechneten Druck der Atmosphäre resp. dem entgegen der Richtung des Aufsteigens des Schmelzflusses unter dem hohen Druck in diesen eindringenden Wasserdampf- und Gasstrom verdanken. Dort, wo keine derartigen Eruptionen stattfanden und in den Pausen zwischen den einzelnen Eruptionen entstanden die Schiefer.

Das gleiche Magma drang am Ende der paläozoischen Ära im Gefolge der großen gebirgsbildenden Prozesse empor und bildete die Granitmassive, in die infolge der geänderten Druckverhältnisse Wasserdampf nur bis in geringe Tiefe eindringen konnte, so daß nur dünne Schalen größerer Massive und sehr kleine Vorkommen als Gneise auskristallisierten, während die Hauptmenge granitische Struktur annahm.

Milch.

J. Roussel: L'auréole calcaire des massifs granitiques des Pyrénées. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 588—590. 1905.)

Nach Angaben des Verf.'s finden sich Kalke paläozoischen Alters in den Pyrenäen nur in den Teilen, in denen Granitmassive auftreten, während die paläozoischen Formationen dort, wo sie mit Gneisen auftreten, nur höchst selten in Form von Kalken entwickelt sein sollen. Die Kalke des älteren Paläozoicum „affectent la forme de précipités chimiques et de dalles cristallines. Ceux du Primaire supérieur sont moins cristallins et apparaissent, per endroits, pétris de fossiles".

Um diese Verbreitung des Kalkes zu erklären, nimmt Verf. an, daß das uralte Granitmagma infolge von Faltungen etc. während der paläozoischen Ära emporgestiegen und die älteren Sedimente teilweise eingeschmolzen habe, so daß während dieser ganzen Zeit lokal nahe der Erdoberfläche gewaltige schmelzflüssige Massen bestanden hätten. Oberhalb dieser von dem Meere nur durch eine dünne Kruste getrennten Massen habe das Wasser eine höhere Temperatur angenommen als dort, wo die Kruste dicker war; das Wasser habe durch die Erhitzung die Fähigkeit verloren, CO^2 in Lösung zu behalten und demgemäß habe sich Kalk als chemisches Präzipitat niedergeschlagen und so die Kalkaureolen um die Granite gebildet. Nachdem diese Präzipitate sich in genügender Mächtigkeit abgesetzt hätten, habe sich die Menge der eindringenden Wärme verringert und es hätten nun auch Organismen in diesen Meeren leben können.

Milch.

G. K. Gilbert: Domes and dome structure of the high Sierra. (Bull. Geol. Soc. Amer. 15. 29—36. Pls. 1—4. 1904.)

Die Granite der Sierra Nevada bilden öfters domförmige Erhöhungen des Geländes; die Basis ist von kreisförmigem, ovalem oder

etwas weniger regelmäßigem Umriß. Der Granit zeigt eine schalige Absonderung ungefähr parallel der Oberfläche. Der eine im Profil vorliegende Dom, dessen eine Vertikalhälfte von einem glazialen Strom wegerodiert ist, besitzt einige unregelmäßige Klüfte, längs denen an der Oberfläche eine Einkerbung hinläuft. Hier stoßen also zwei Oberflächenwölbungen aneinander und dementsprechend setzen zwei Absonderungssysteme an jener Kluft ab. Im übrigen ist die sphäroidale Oberfläche durch erodierende Kräfte nicht verändert, was doch z. B. bei Gebirgsfalten oft der Fall. Jene Struktur wird daher nicht für eine primäre des Granit, sondern für eine durch Temperaturänderungen oder durch Druckänderungen (infolge wechselnder Belastung durch Hangendes) oder durch Verwitterungsprozesse bewirkte sekundäre Eigentümlichkeit erklärt. **Johnsen.**

J. H. Perry: Geology of Monadnock Mountain, New Hampshire. (Journ. of Geol. **12**. 1—14. 1904.)

Das Monadnock-Gebirge liegt im südlichen Teil von New Hampshire; es wird durch eine Synklinale von wahrscheinlich carbonischem Andalusit-Fibrolith-Schiefer gebildet. Diese wurde durch Intrusion eines Granites bewirkt, der die dynamometamorphen Gesteine metamorphosierte; der Andalusit ist z. T. in Fibrolith und Sericit verwandelt, der Fibrolith seinerseits auch z. T. in Sericit. **Johnsen.**

E. C. Eckel: On a California roofing slate of igneous origin. (Journ. of Geol. **12**. 15—24. 1904.)

Im Eureka-Steinbruch bei Slatington, Eldorado County in Kalifornien, wird schwarzer Dachschiefer gebrochen; die Schieferung fällt mit ca. 80° bald nach Osten, bald nach Westen ein. Parallel der Streckungsrichtung (grain) ist der Schiefer von Klüften durchzogen, die mit 70—80° nach NW. einfallen. Längs solchen Klüften, sowie längs Schieferungsfugen treten Quarz- und Kalkspatlagen auf, längs den Schichtflächen Pyritnester. Analyse: SiO_2 63,52, $Al_2O_3 + TiO_2$ 16,34, $Fe_2O_3 + FeO$ 6,79, MgO 2,50, CaO 0,98, Glühverlust 7,36, Alkali nicht bestimmt [Sa. 94,99. Ref.].

Durch den schwarzen Schiefer zieht sich ein 4 Fuß breites hellgrünes Band, aber nicht genau parallel der Schichtung, sondern etwa 10° dagegen geneigt. U. d. M. zeigt das grüne Gestein Feldspat, Kalkspat, Chlorit „und einige andere Minerale". Analyse: SiO_2 47,30, $Al_2O_3 + TiO_2$ 15,53, $Fe_2O_3 + FeO$ 8,00, MgO 7,86, CaO 7,83, Alkali 3,17, Glühverlust 9,92 [Sa. 99,61. Ref.]. Der grüne Schiefer repräsentiert einen vor der Dynamometamorphose in die Mariposa-Schiefer intrudierten Gabbrolagergang. **Johnsen.**

E. C. Eckel: On the chemical composition of american shales and roofing slates. (Journ. of Geol. **12**. 25—29. 1904.)

Verf. berechnet die Durchschnittsanalyse von 27 mesozoischen und känozoischen Tonen und diejenige von 51 paläozoischen Tonen und

aus beiden wiederum eine Durchschnittsanalyse (I), sodann diejenige (II) aus 36 Tonschiefern (Dachschiefer) des Jura, Carbon, Devon, Silur, Cambrium und Präcambrium. Es ergibt sich, daß die Dynamometamorphose wesentlich strukturelle, nichtchemische Änderungen verursachte.

(I.) SiO_2 60,15, $Al_2O_3 + TiO_2$ 17,21, Fe_2O_3 4,04, FeO 2,90, MgO 2,32, CaO 1,41, Na_2O 1,01, K_2O 3,60, Glühverlust 3,82.

(II.) SiO_2 60,64, $Al_2O_3 + TiO_2$ 18,05, Fe_2O_3 2,25, FeO 3,66, MgO 2,60, CaO 1,54, Na_2O 1,19, K_2O 3,69, Glühverlust 3,51. **Johnsen.**

Th. L. Watson: The Leopardite (Quartz-Porphyry) on North Carolina. (Journ. of Geol. **12**. 215—224. 1904.)

Die Leopardit genannten Quarzporphyre von Nord-Karolina wurden bereits von Hunter, Genth, Merrill und Lewis kurz beschrieben. Verf. lernte ein typisches Vorkommen $1\frac{1}{2}$ Meilen östlich Charlotte in Mecklenburg County kennen. Das Gestein bildet bei den Belmont-Springs einen bis 25 Fuß mächtigen Gang im Biotitgranit mit scharfer Grenze gegen diesen. Auf Absonderungsflächen erscheinen lange dendritische Abscheidungen schwarzer Eisen- und Manganoxyde, im Querbruch bilden diese rundliche Flecken; im übrigen ist das Gestein kryptokristallin mit kleinen hellen und dunklen Quarzeinsprenglingen und solchen von Feldspat. U. d. M. mikrogranitische bis granophyrische Grundmasse mit Quarz, Feldspat, hellem Glimmer, Apatit, Zirkon, Eisenoxyd, Manganoxyd. Feldspat = Orthoklas + Plagioklas + wenig Mikroklin. Einsprenglingsfeldspat = Orthoklas + Plagioklas. Der Glimmer ist mindestens teilweise sekundär. Eisenmagnesia-Minerale fehlen vollkommen. Die Erzflecken bilden eine sekundäre, vielleicht nur ganz oberflächliche Erscheinung.

Analyse: SiO_2 75,92, Al_2O_3 14,47, Fe_2O_3 0,88, MgO 0,09, CaO 0,02, Na_2O 4,98, K_2O 4,01, H_2O 0,64; Sa. 100,01. **Johnsen.**

J. P. Iddings: Quartz-Feldspar-Porphyry (Granophyro-Liparose-Alaskose) from Llano, Texas. (Journ. of Geol. **12**. 225—231. 1904.)

In der Gegend von Llano, Texas, tritt ein Porphyr auf, der in dichter Grundmasse Einsprenglinge von rötlichem Feldspat und bläulichen Quarz enthält, erstere bis 1 cm, letztere bis $\frac{1}{2}$ cm im Durchmesser. Mengenverhältnis 11 % Quarz, 26 % Feldspat, 63 % Grundmasse. Letztere besteht u. d. M. aus etwa 34 % Quarz, 56 % dunklem Glimmer, 1 % Flußspat, Apatit, Magnetit, Zirkon. Struktur granophyrisch bis mikrogranitisch. Feldspat = Albit + Mikroklin in etwa gleichen Mengen, stellenweise mikroperthitisch und z. T. kaolinisiert. Quarz mit zahlreichen Einschlüssen von Ilmenitblättchen, 0,004 mm dick im Maximum, und von Apatitnädelchen, 0,0008 mm dick im Maximum. Die blaue Färbung der Quarze kann das Blau trüber Medien oder die Interferenzfarbe der an beiden Wänden

der Ilmenittäfelchen reflektierten Strahlen sein [vielleicht ist es die Oberflächenfarbe des braun durchsichtigen Ilmenit. Ref.]. Der Glimmer ist Lepidomelan.

Analyse: SiO_2 75,90, Al_2O_3 12,07, Fe_2O_3 1,01, FeO 1,45, MgO 0,22, CaO 0,65, Na_2O 3,08, K_2O 5,32, H_2O 0,47, TiO_2 0,38, P_2O_5 0,15; Sa. 100,70. **Johnsen.**

Th. L. Watson: Orbicular Gabbro-Diorite from Davie-County, North Carolina. (Journ. of Geol. **12**. 294—303. 1904.)

Sphäroidale Strukturen sind bereits in Graniten und Dioriten von Slätmossa, Wirvik, Riesengebirge, Corsica, Sardinien u. a. Orten beschrieben. In Nordamerika sind sie seltener bekannt geworden aus Kalifornien, Colorado, Rhode Island, Michigan, Ontario. Meist sind die Kugeln den dunklen Schlieren der Granite ähnlich und mehr oder weniger basisch, nur die von Adams aus dem Granit von Pine Lake, Ontario, beschriebenen sind saurer als ihre Matrix. Verf. fand im östlichen Davie County in Nord-Carolina einen sphärisch struierten Gabbrodiorit, der bei der Hairston Farm, ca. 10 Meilen von Laxington und 1½ Meilen von Yadkin-River als Buckel von 30 Fuß Höhe, bedeckt von Verwitterungsschutt, auftritt. Das Gestein ist grünlich, die Einschlüsse sind kugelig bis ellipsoidisch, ihr Durchmesser erreicht einige Zoll. Es sind radialstrahlige Aggregate von Hornblende, oft nach dem Zentrum hin in Quarz-Feldspatgemenge übergehend. Konzentrische Struktur fehlt stets. U. d. M. zeigten sich in der Matrix und in den Einschlüssen: Diallag, grüne Hornblende, basische Plagioklase, Mikrokline, Quarz, Titanit, Zirkon, Magnetit, Muscovit, Zoisit, Kalkspat. Das Mengenverhältnis von Diallag und Hornblende wechselt, letztere ist stellenweise in ersterem eingeschlossen. **Johnsen.**

C. H. Gordon: On the pyroxenites of the Grenville series in Ottawa County, Canada. (Journ. of Geol. **12**. 316—325. 1904.)

Die Pyroxenite, mit den Apatitabsätzen eng verknüpft, nehmen mächtige Areale nördlich von Ottawa ein. Verf. fand sie oft stark deformiert oder zertrümmert, normalem Quarzit konkordant eingelagert oder diesen durchsetzend, hier und da Quarzitstücke einschließend. U. d. M. bestehen sie aus fast farblosem körnigen Augit mit feinen Zwillingslamellen // (100) als Effekten von Pressungen, die Lamellen sind überdies vielfach verbogen, die Spaltungsrisse sind zahlreich. Auslöschungsschiefe auf (010) = 38—43°. In geringen Mengen treten hinzu Skapolith, Quarz, Apatit, Titanit, dunkler Glimmer, Hornblende und Eisenerz. Der Skapolith ist gelbgrau, filzig oder poikilitisch mit Augit verwachsen. Der Titanit zeigt vielfache Absonderung nach der Gleitfläche (221) [die Gleitfläche ist nicht rational. Ref.]. Die Hornblende ist zuweilen mit dem Augit mit parallelen (010) und (100) verwachsen.

Analyse des Augit: SiO_2 50,23, Al_2O_3 27,21, FeO 11,12, CaO 8,17, MgO 1,73; Sa. 98,46.

Es handelt sich um Gänge und Lagergänge eines dem Gabbro verwandten Pyroxenites; während seiner Intrusion vollzog sich infolge von Fumarolentätigkeit Apatitbildung. Die Gänge werden von jüngeren Syenit- und Dioritgängen geschnitten. Der ganze Komplex unterlag später starker Dynamometamorphose. **Johnsen.**

R. S. Holway: Eclogites in California. (Journ. of Geol. 12. 344—358. 1904.)

Eklogite wurden durch Lüdecke von Syra, durch Newland aus dem Fichtelgebirge, durch Patton aus Böhmen, durch Traube aus Schlesien bekannt gemacht.

I. Der typischeste der kalifornischen Eklogite ist der aus dem Bett des Coyote Creek, 18 Meilen südöstlich von San José und 6 Meilen nordöstlich von San Martin. An der einen Wand des Flußbettes steht der Eklogit an, gegenüber Serpentin. In der grasgrünen Grundmasse des Eklogit liegen scharfe rote Granatrhombendodekaeder von einigen Millimetern Durchmesser (Eisentonerdegranat mit etwas Ca); dazu treten Aggregate von Glaukophan, Aktinolith, Chlorit. Hervortretende Adern eines feinkörnigen isotropen Minerals bestehen wahrscheinlich aus Granat. Etwas Kupferkies ist eingesprengt, in den Granaten etwas Gold (bis 2 Dollar pro 1 m^3). Hier und da ein Rutil von $1\frac{1}{2}$ cm Durchmesser. U. d. M. besteht die Grundmasse aus lichtgrünem Omphacit (Pleochroismus sehr gering) mit ca. 40° Auslöschungsschiefe auf (010) [$= c : \hat{c}$? Ref.], er zieht sich auch ebenso wie Apatit, Quarz, Chlorit, Rutil durch die Sprünge des Granats. Der Glaukophan, stellenweise in grüne Hornblende übergehend, zeigt a hellgelb, b violett, c blau, $b = \overline{b}$, $c : \overset{!}{c} = 5°$ ca.

II. Calaveras Valley in Santa Cruz, 15 Meilen nordwestlich der Lick-Sternwarte.

1. Dunkler Hornblende-Eklogit; die braune Hornblende schmilzt v. d. L. leicht zu einer magnetischen Kugel; a hellgrüngelb, b olivgrün, c grünblau, $c : \hat{c} = 25°$ ca.; sie ist oft von Glaukophan umrandet. Granat, etwas Feldspat und Quarz, sowie Pyrit, von Eisenoxyd umgeben.

2. Grüner Omphacit-Eklogit, ähnlich dem obigen, mit etwas Feldspat; Glaukophan $c : \hat{c} = 15°$ ca.

III. Tiburon-Halbinsel in der San Francisco-Bay. Glaukophan-Omphacit-Eklogit mit Granat, Margarit und Lawsonit.

Von einigen anderen Orten Kaliforniens sind Eklogite schon früher beschrieben. Obige Eklogite stammen vielleicht von Gabbros ab, worauf die Art des geologischen Auftretens hinweist; solche Entstehung ist auch bereits von Diller, Bonney, Traube, Fouqué und Lévy herangezogen worden.

Analyse von I: SiO_2 44,15, Al_2O_3 10,18, Fe_2O_3 11,92, FeO 13,04, MgO 6,18, CaO 4,51, Na_2O 5,11, K_2O 2,09, H_2O 0,95, TiO_2 Spuren; Sa. 99,31 [98,13. Ref.]. **Johnsen.**

Th. L. Watson: Granites of North Carolina. (Journ. of Geol. **12**. 373—407. 1904.)

Nord-Carolina zerfällt von Osten nach Westen in drei natürliche Teile: I. Coastal Plain, II. Piedmont Plateau, III. Appalachian Mountains; in allen drei Gebieten treten Granite auf, in I. besonders spärlich, in II. besonders reichlich. Obwohl oberflächlich stark verwittert und mit Trümmermassen bedeckt, zeigt der Granit doch viele frische Partien; er bildet große breite Buckel, Klippen oder Blöcke, zahlreiche Steinbrüche sind in ihm angelegt.

Typen: 1. Normaler Granit, klein- bis mittelkörnig, rötlich bis grau. 2. Granitporphyr, gangförmig mit scharfer Grenze; er ist etwas grobkörniger und meist nur durch die Struktur von 1. verschieden. 3. Granitgneis, schieferig, allmählich in 1. übergehend.

Minerale: Quarz, Orthoklas, etwas Mikroklin, Albit bis Oligoklas, Biotit, Hornblende, Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil; sekundär: Muscovit, Kaolin, Chlorit, Epidot, Kalkspat. Gelegentlich feinkörnige basische Einschlüsse von Biotit + etwas Quarz. Häufig granophyrische und pegmatitische Strukturen. Die Granite werden öfters durchsetzt von Diabasgängen, grobkörnigen Pegmatitgängen, feinkörnigen Aplitgängen mit Orthoklas, Mikroklin, sehr wenig Plagioklas, Mikroperthit, Quarz, sehr wenig Biotit, Muscovit, Rutil, Magnetit, Chlorit, Kaolin — also Kali-Aplite; auch Quarzadern von einigen Centimetern Durchmesser treten auf. Die Gänge scheinen der Richtung nach den hauptsächlichsten Kluftsystemen zu folgen; sie zeigen die gleiche Schieferung wie das umgebende Gestein. **Johnsen.**

E. Howe: An occurrence of Greenstone schists in the San Juan Mountains, Colorado. (Journ. of Geol. **12**. 501—509. 1904.)

Nahe dem Südwestrande des San Juan Mountains von Süd-Colorado treten auf der Grenze zwischen San Juan und La Plata alte kristalline Gesteine auf, konkordant von Kreide überlagert, in einer mächtigen Antiklinale aufgeschlossen. In diesen präcambrischen Gesteinen befinden sich die „Irving-Grünsteine", die sich zu beiden Seiten der Vallecito Creek in der Mitte zwischen deren Quelle und deren Einmündung in den Pine River auf 7 Meilen nördlich und südlich erstrecken. Da Fragmente dieses Gesteins in den nördlich und östlich anstehenden algonkischen Quarziten und Konglomeraten aufgefunden wurden, so ist der Grünstein älter als diese. Er ist wahrscheinlich intrusiver Natur und ähnelt den von G. H. Williams s. Z. untersuchten Gesteinen des Menominee- und Marquette-Gebietes, die jedoch z. T. für Oberflächenergüsse erklärt wurden. Die Schieferung ist vertikal mit nordwest—südöstlichem Streichen. An der Grenze gegen das Algonkium finden sich Reibungsbreccien. Makroskopische Gemengteile: Hornblende, Chlorit, Epidot, Biotit und veränderter Feldspat. U. d. M. findet man noch Magnetit, Zoisit, Kalkspat; der Feldspat ist Labradorit.

Die Gesteine werden z. T. für grobkörnige Gabbros, z. T. für ophitische feinkörnige Diabase erklärt, beide dynamometamorphosiert. Die verknüpften „Grünsteinschiefer" verhalten sich ähnlich, sind nur noch stärker verändert. **Johnsen.**

S. Weidman: Wide spread occurrence of fayalite in certain igneous rocks of central Wisconsin. (Journ. of Geol. **12**. 551—561. 1904.)

In der Gegend von Wausau, welche den Südteil des präcambrischen Distriktes der Nordhälfte von Wisconsin bildet, herrscht große Mannigfaltigkeit von Intrusivgesteinen; sie werden rings um Wausau durch Granit, „Quarzsyenit", Nephelinsyenit und Sodalithsyenit repräsentiert, mit ihnen sind ältere basische Gesteine und ein noch älterer Liparitstrom verknüpft. In den Syeniten tritt zuweilen Fayalit auf, er ist in jenem Gebiet völlig auf diese Gesteine beschränkt, in denen man ihn auch in Arkansas, Massachusetts (Essex Cty.) und in Südnorwegen beobachtet hat.

Die Analysen ergaben für obige Gesteine, daß Al_2O_3 und Alkali mit abnehmendem SiO_2 anwachsen. Eisen ist außer in der granitischen Varietät reichlich vorhanden. Die geringe Menge des MgO, sowie das Überwiegen von FeO über Fe_2O_3 hat wohl Anlaß zur Fayalitbildung gegeben. Der Fayalit, der bis 5 % des Gesteins ausmacht, ist allotriomorph wie die übrigen Gemengteile; er ist oft von magnetischem Fe_3O_4 umgeben und stößt zuweilen an Hedenbergit und an Feldspat. Ein braunes Zersetzungsprodukt wird für Göthit gehalten [= Iddingsit? Ref.].

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	76,54	67,99	61,18	57,48	54,79	54,76
Al_2O_3	13,82	15,85	19,72	20,04	22,87	24,72
Fe_2O_3	1,62	5,36	3,71	5,64	1,74	2,73
FeO	—		1,32	3,76	3,24	2,35
MgO	0,01	0,41	—	0,40	1,92	0,10
CaO	0,85	1,78	2,64	1,70	—	1,67
Na_2O	4,32	3,21	5,28	7,25	10,75	10,38
K_2O	2,31	4,81	5,66	3,65	4,06	2,37
H_2O	0,20	0,30	0,32	0,25	—	0,55
Cl	—	—	—	—	0,54	—
F	—	—	—	—	0,08	—
ZrO_2	—	—	—	—	0,07	—
Sa.	99,67	99,71	99,83	100,17	99,75	99,63

[V. Sa. = 100,06. Ref.]

Analysen:

I. Granit mit Albit, Orthoklas, Quarz.

II. Amphibolgranit mit Mikroperthit, Quarz, Amphibol (reich an Fe_2O_3 und Al_2O_3).

III. Hedenbergit-Quarzsyenit mit Mikroperthit, Quarz, Hedenbergit, Arfvedsonit, Lepidomelan, Fayalit.

IV. Amphibolsyenit mit Orthoklas, Amphibol (blaugrün), Magnetit, Glimmer, Zirkon, Fluorit.

V. Sodalithnephelinsyenit mit Anorthoklas, Nephelin, Sodalith, Hedenbergit, etwas Fluorit.

VI. Nephelinsyenit mit Nephelin, Orthoklas, Hedenbergit, etwas Fayalit. **Johnsen.**

Wh. Cross: An occurrence of trachyte on the island of Hawaii. (Journ. of Geol. **12**. 510—523. 1904.)

Die Hawaii-Inseln sind bisher als fast ganz von Basaltlaven bedeckt beschrieben, die sich als Ströme über die Oberfläche ausbreiten, ausgehend von einigen großen vulkanischen Bergen; diese sind z. T. zu Klippen degradiert, z. T. zu tief zerschnittenen Modellen umgestaltet. Verf. fand nun ein Vorkommen von Trachyt am Nordfuß des großen Basaltberges Hualalai auf der Insel Hawaii, dessen letzte Eruption 1801 an einem tieferen Punkte des Bergabhanges stattfand. Ganz in der Nähe dieser Stelle erhebt sich bei Puu Waawaa ein Aschenkegel, der nach der Untersuchung aus Trachyt-Obsidian und -Bimsstein besteht; seine Sohle liegt wenige Fuß über dem Meeresspiegel, sein Gipfel einige 100 Fuß höher. Nördlich davon erstreckt sich auf 3 Meilen nach NW. eine scharf umrissene Terrasse, Puu Anahulu, an deren Ostseite die Lavaströme des 30 Meilen entfernten Mauna Loa stoßen. Die Terrasse besteht aus Trachyt, der, meist kaolinisiert, in den größeren Stücken noch frische dunkelgraue Partien aufweist, die infolge parallel geordneter Feldspattäfelchen eine phonolithartige plattige Absonderung zeigen. Die Massen von Puu Waawaa bilden offenbar den zugehörigen Tuff; er ist wohl geschichtet und von tiefen Ravinen durchzogen. Der Obsidian birgt in glasiger Basis hier und da Feldspatmikrolithe und Magnetitstaub, sowie eisenoxydreiche Globulite. Der Trachyt besitzt trachytisch-fluidale Struktur und besteht aus Mikrolithen von Sanidin, Anorthoklas und vielleicht Albit; der Feldspat bildet ca. $\frac{4}{5}$ des Gesteins. Dazu tritt etwas Glas, Magnetit, Apatit; Nephelin, durch die Analyse angedeutet, wurde nicht beobachtet; zwei unbekannte Minerale repräsentieren vielleicht ein seltenes Zirkon- resp. Titan-Silikat.

Analysen: I. Trachytobsidian. II. Trachyt.

I. SiO_2 62,19, Al_2O_3 17,43, Fe_2O_3 1,65, FeO 2,64, MnO 0,32, MgO 0,40, CaO 0,86, BaO 0,03, Na_2O 8,28, K_2O 5,03, H_2O 0,53, CO_2 0,02, TiO_2 0,37, ZrO_2 0,04, P_2O_5 0,14, SO_3 —, Li_2O Spuren; Sa. 99,93.

II. (Unvollständig) SiO_2 62,11, Fe_2O_3 22,97, CaO 0,85, Na_2O 6,89, K_2O 4,82, H_2O 1,60, CO_2 Spuren.

Für die quantitative Klassifikation (von Cross, Iddings, Pirsson, Washington) ergibt sich: Orthoklas 29,47, Albit 51,87, Nephelin 5,40, Akmit 4,62, Na_2SiO_3 0,61, Diopsid 2,88, Olivin 2,63, Fayalit 0,61, Ilmenit 0,76, Apatit 0,34; Sa. 99,19. **Johnsen.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

F. Frech: Über die Zukunft des Eisens. (Zeitschr. f. Sozialwissensch., Berlin. 7. 1904. 487—509; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 369—370.)

Verf. gelangt zu folgenden interessanten Sätzen:

„Die Zukunft des Eisens, d. h. der Eisenproduktion ist aufs innigste mit der Zukunft der Steinkohle verbunden:

1. Eine Erschöpfung der Eisenerzlagerstätten ist für die drei führenden Industrieländer, Nordamerika, Deutschland und Großbritannien, innerhalb weniger (1—2) Jahrhunderte mit einiger Sicherheit vorauszusehen. In Nordamerika wird bei dem herrschenden Raubbau die Erschöpfung der wertvollen (55—60 proz.) Erze des Oberen Sees schon in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts zu erwarten sein.

2. Ein Niedergang bezw. ein Verschwinden der Industrie wird jedoch nur in England erfolgen, wo ungefähr gleichzeitig auch die Steinkohlen erschöpft sein werden (in ca. 100 Jahren in Durham und Northumberland, in ca. 250 bis 350 Jahren in den übrigen englischen Kohlenfeldern).

3. Für Deutschland und Nordamerika wird durch den Import ausländischer Eisenerze die Erschöpfung der inländischen Lagerstätten ausgeglichen werden, da das Erz zur Kohle reist. Die Zukunft der Eisenproduktion ist also in diesem Falle eine Transportfrage.

4. Die Erdrinde birgt — vor allem im nördlichen Skandinavien und Schansi, ferner in Algerien und wahrscheinlich in Indien, Südamerika und Australien hinlängliche Eisenmassen für eine ferne Zukunft.

5. An einem Beispiel, dem nördlichen Schweden, wurde gezeigt, daß die dort ermittelte Eisenmenge allein die Eisenproduktion der drei führenden Industriestaaten für zwei Jahrhunderte — unter Berücksichtigung der heutigen Ziffern — aufrecht zu erhalten vermag.

6. Nur in einem Ausnahmefall, in der chinesischen Provinz Schansi, läßt das Zusammenvorkommen von Kohle und Eisenerz auf 1600 bis 1700 deutschen Quadratmeilen das Emporkommen einer zukünftigen Weltindustrie außerhalb der führenden drei Industriestaaten möglich erscheinen."

A. Sachs.

L. Koniouchevsky et P. Kovalew: Les gisements de fer de la région minière de Bakal. (Mém. du comité géol. Nouv. série. Livr. 6. St. Petersburg 1903. 126 p. 1 carte. 83 Fig. Russisch mit franz. Resümee.)

Die Verf. geben auf einer Karte und 83 Zeichnungen und Profilen eine Spezialuntersuchung der Eisenerzlagerstätten der Berge Boulandikha, Chouida und Irkousan im Süd-Ural, die in der Literatur und in den neueren Lagerstättenwerken als „Minen von Bakal" vielfach behandelt sind. Diese schichtigen Eisenerze sind genetisch an dolomitische, kieselige und tonige Kalke des Unterdevon gebunden als Spateisensteine, die sekundär in Turjit

und Brauneisenerz umgewandelt sind. Ob die zahlreichen Diabasgänge, die z. T. die Erzlager selbst durchschneiden, eine Bedeutung für diese haben — vielleicht als Ursprungsort des Eisenmaterials — ist noch unaufgeklärt, wahrscheinlicher ist, daß die Auslaugung des Eisens aus den Schiefern erfolgte. Große Bedeutung für die Lagerstätten haben die starken Dislokationen der Devonschichten, die lokale Ansammlungen der Eisenlösungen bedingten. **Ernst Maier.**

L. Duparc et L. Mrazek: Le minerai de fer de Troïtsk. (Mém. du comité géol. Nouv. série. Livr. **15**. 115 p. 6 pl. 1 carte géol. St. Petersburg 1904. Russisch und französisch.)

— —: Sur le minerai de fer de Troïtsk, Oural du Nord. (Bull. soc. des sc. de Bucarest, Roumanie. **13**. 35—37. 1904.)

Die vorliegende Arbeit bringt eine eingehende Untersuchung der Magnetit-Lagerstätten von Troïtsk am Flusse Kosva im Ural. Bei Troïtsk befindet sich ein Granitporphyrstock von 8000 m Länge und einer größten Breite von 2520 m, der umgeben ist von devonischen Schichten und bisher als intrusiv im Unterdevon aufgefaßt wurde. Die Kontaktwirkungen dieses Granitporphyrs sind sehr intensiv und zeigen sich in Gestalt von Hornfelsen und stark kristallinen Glimmer-Hornfelsen. Die Auffindung devonischer Konglomerate mit unzweifelhaften Geröllstücken eben dieses Granitporphyrs beweist jedoch, daß die Hornfelse nicht kontaktmetamorphe Unterdevon-Schichten sind, sondern ein höheres, allerdings unbestimmbares Alter haben. Die vorhandene Konkordanz zwischen den kontaktmetamorphen Schichten und dem normalen Unterdevon wird hiernach zu einer nur dynamischen Konkordanz, wodurch auch der unvermittelte Übergang zwischen hochmetamorphen und unveränderten Schichten erklärlich wird, ebenso wie die Tatsache, daß stellenweise alle Kontakterscheinungen fehlen und der Granit direkt von unveränderten Devonschichten überlagert wird. Es ergibt sich somit, daß zur Devonzeit das granitische Massiv mit seinen überlagernden Sedimenten der Denudation unterlag, die stellenweise bis zum Granitporphyr selbst vordrang und aus diesen das Material der devonischen Konglomerate und Sandsteine lieferte. Bei der späteren Faltung des Devon bildete das Granitmassiv eine stauende Klippe, auf welche die Devonschichten durch tangentialen Druck hinaufgeschoben wurden, wobei sie sich völlig konkordant dem Relief der Klippe anschmiegten und je nach dem Grade der erfolgten Denudation die alte kontaktmetamorphe Sedimentdecke oder den Granit selbst überlagerten. Nach Auffaltung der hercynischen Ketten unterlag auch diese zweite Sedimentdecke der Erosion, die den Granitporphyr in seiner heutigen Ausdehnung freilegte.

Wesentlich kompliziert werden diese Verhältnisse dadurch, daß sich in dem Granitporphyr 4 Enklaven von Hornfels finden, deren größte (Mine von Osamka) eine Längenerstreckung von über 900 m hat. Die Untersuchungen der Verf. führen zu dem Resultate, daß sie Stücke der ursprünglichen, prädevonischen Sedimentdecke darstellen, die in das

Magma versunken sind. Diese Dislokation der Decke kann auf Zunahme des Druckes bei der Intrusion oder auf starke Resorption der Decke zurückgeführt werden, und es ist möglich, daß diese Bruchstücke allseitig vom Magma bedeckt waren; es erscheint hiernach auch nicht ausgeschlossen, daß sich in tieferen, heute von der Erosion noch nicht freigelegten Teilen des Granitstockes noch weitere solche Enklaven — und somit Erzlagerstätten — finden. Diese Enklaven sind auch für die Erstarrungsform des Magmas von Bedeutung geworden, indem sie eine euporphyrische Struktur bedingten, während in den äußeren Einflüssen mehr entzogenen Teilen des Magmas — fern vom Kontakt und den Enklaven — eine quasi-granitische Struktur sich ausbilden konnte. Die späteren dynamischen Vorgänge, bei denen der Granit als stauende Klippe wirkte, erzeugten in demselben Verwerfungen, die sich besonders stark in Dislokationen der Enklaven äußern, und außerdem Veranlassung zu Diabaseruptionen boten.

Die Magnetitlagerstätten sind gebunden an die kontaktmetamorphen Hornfelse, und zwar tritt das Erz in den technisch wenig wichtigen Lagerstätten des peripherischen Kontakts sporadisch auf, während die Hornfelse der Enklaven dasselbe in einer großen Zahl von kompakten Bänken von 0,5—1,5 m Mächtigkeit enthalten, die durch Zwischenlagen verschiedener schichtiger oder kompakter Hornfelse getrennt sind. Letztere sind wahrscheinlich entstanden aus kalkigtonigen, mehr oder weniger dolomitischen Gesteinen, und zeigen vielfach einen bedeutenden Magnetitgehalt, so daß sich stetige Übergänge vom Erz bis zu den magnetitfreien Hornfelsen beobachten lassen. Der Granit selbst hat beträchtliche endomorphe Veränderungen erfahren, wohl infolge der Resorption eines Teiles der schon metamorphosierten Decke. Das Erz findet sich niemals unmittelbar am Kontakte, bildet auch keine Übergangszone zwischen Granit und Hornfels, sondern tritt in geringer Entfernung vom Kontakte in den Hornfelsen auf. Das kompakte Erz ist stets frei von Calcit, während die Hornfelse um so reicher an Calcit werden, je geringer der Magnetitgehalt in ihnen ist.

Die Genesis der Lagerstätten wird bestimmt als direkte Kontaktwirkung des Granitporphyres, der die Sedimente in Hornfelse umgewandelt und denselben auf pneumatolytischem Wege das Eisen zugeführt hat.

Wesentlich gestützt wird diese Annahme durch kleine aplitische Gänge in den entfernteren magnetitfreien Hornfelsen, die an ihren Salbändern eine feine Erzschicht zeigen. Bei der Bindung des Eisens hat zweifellos der Calcit der Hornfelse eine wesentliche Rolle gespielt, denn es finden sich in diesen aplitischen Gängen Calcitrhomboeder, die von einer Schicht von Magnetit umgeben sind und in ihrem Inneren bräunliche Flecken von Eisen enthalten. Das sporadische Erzauftreten in den peripherischen Kontaktzonen entspricht ganz dem Charakter der Kontaktlagerstätten, während die regelmäßige schichtweise Anordnung des Erzes in der Enklave von Osamka darauf zurückzuführen ist, daß das Magma auf die in ihm eingeschlossene Enklave bedeutend stärker wirken mußte, und die einzelnen Sedimentbänke auf Grund ihrer strukturellen und chemischen Verschieden-

heit nicht in gleicher Weise der Wirkung der magmatischen Emanationen unterlagen.

Die Ansichten der Verf. sind durch ein sehr eingehendes und interessant dargestelltes Beobachtungsmaterial begründet, und reich mit Karten Photographien und besonders Profilen belegt, und es ist sehr zu begrüßen, daß das russische geologische Komitee die ganze Arbeit in russischer und französischer Sprache publiziert hat. **Ernst Maier.**

F. Krecke: Sind die Roteisensteinlager des nassauischen Devon primäre oder sekundäre Bildungen? (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 348—355.)

Verf. sucht zu beweisen, daß die bisherigen Theorien von der Entstehung der Roteisensteinlager im nassauischen Devon durch Metamorphose von Kalklagern nichtig sind, und daß nur die Annahme primärer Lagerbildung gerechtfertigt ist. Die genetischen Beziehungen zu den dortigen Diabasen und Schalsteinen sind nach Ansicht des Verf.'s derart aufzufassen, daß mit den und nach den mitteldevonischen Diabaseruptionen sich eisenhaltige Lösungen und Dämpfe, da die Eruptionen submarin waren, in das Meereswasser ergossen. Sehr wahrscheinlich wurde das Erz in Form von Eisenchlorid exhaliert, welches mit dem kohlensauren Kalk des Meerwassers sich zu einer oxydischen Eisenverbindung umsetzte. **A. Sachs.**

C. Chelius: Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 356—362.)

Nach einer kurzen Übersicht über die sonstigen Vorkommen nutzbarer Minerale im Großherzogtum Hessen werden die Manganerze von Bockenrod und Waldmichelbach im Odenwald, von Oberrosbach und der Lindenermark bei Gießen, sowie die Eisensteine in der weiteren Umgebung von Mücke nächst Ohm- und Seental ausführlich behandelt, weil nur diese Vorkommen größere Mengen fördern und wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben. Es wurden nach der Statistik von 1903 in Oberhessen nur 355 t, und im Odenwald 14 891 t Manganerz gefördert, die Gesamtförderung des Großherzogtums an Eisenerzen betrug in diesem Jahre 207 695 t. In dieser Statistik ist der weitaus größte Teil der manganreichen Erze unter Brauneisenstein eingereiht. Rechnet man diese jedoch im Gegensatz hierzu zu den Manganerzen im weiteren Sinne, so stehen rund 150 000 t Manganerzen im weiteren Sinne im Wert von 1 100 000 Mk. nur 70 000 t Eisenerz im Wert von etwa 600 000 Mk. gegenüber. **A. Sachs.**

Th. L. Watson: Die Eisenockerlagerstätten von Cartersville in Georgia. (Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. New York Meeting. Okt. 1903; Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 367—369.)

Der Eisenocker tritt hier in den dem cambrischen System zugehörigen Schichten des sogen. Weisner Quarzites auf. Diese Schichten bestehen hauptsächlich aus einem feinkörnigen bis glasigen grauen Quarzit mit eingeschalteten Bänken von feinen Quarzkonglomeraten und von braungelben, oft gefältelten Kieselschiefern. Körner und Kristalle von Pyrit finden sich sowohl im Quarzit wie auch in den Schiefern eingesprengt, und beide Gesteine enthalten auch die Ockerlagerstätten. Die Quarzitschichten sind stark gefaltet und oft zertrümmert. Ocker und Quarzit sind niemals scharf gegeneinander begrenzt, sondern es finden Übergänge statt. Die Entstehung der Lagerstätte erklärt Verf. übereinstimmend mit Hayes durch eine metasomatische Verdrängung von Kieselsäure durch Eisenhydroxyd. Das Eisen soll z. T. von dem eingeschlossenen Eisenkies herrühren, größtenteils aber von außen zugeführt worden sein. Analysen von rohem Ocker zeigen 56—72 % Fe^2O^3, 10—13 % Wasser, 9—20 % Silikate von Al etc., und 6—9 % Quarzsand. **A. Sachs.**

Die Manganerzindustrie Brasiliens. (Gornosavodsky Listok. 1903. No. 28 u. 29; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 414—416.)

Im Verlaufe der letzten zehn Jahre ist Brasilien als Manganerzlieferant für den Weltmarkt außerordentlich in den Vordergrund gerückt. Besonders reich an Manganerzlagerstätten ist die Provinz Minas Geraes (die Vorkommen von Miquel Burnier, Lafayette, Ouro Preto und Quelliz). Bedeutende Lagerstätten befinden sich noch in der Provinz Matto Grosso unweit Corumbà und in der Provinz Bahia unweit Nazaret; in der Provinz Paranà wurde Manganerz in der Umgebung von St. Katarinen gefunden. Das Manganerz der brasilianischen Lagerstätten gehört nach Untersuchungen des Geologen Orville Derby zum Cambrium und Untersilur. Die erzführenden Gesteine sind von zweierlei Art: entweder Gneis, öfters Granitstruktur annehmend und als „Mangangneis" bezeichnet (Lafayette, Quelliz, Nazaret), oder aber die als Manganschiefer bezeichnete Kombination von Quarzit, Glimmerschiefer und Kalkstein, welche gleichzeitig mächtige Lagerstätten von eisenhaltigem Glimmerschiefer-Itabirit und eisenhaltigem Sand birgt (das Vorkommen von Ouro Preto). Eine mehr oder weniger bedeutende Erzgewinnung erfolgt bis jetzt nur in Miquel Burnier, Corumbà, Lafayette und Nazaret. Besonders reich und rein ist das Erz von Miquel Burnier. Eine Tabelle des Welt-Manganexportes zeigt, daß im Jahre 1900 bei weitem an erster Stelle Rußland steht, dann folgen Spanien, Portugal und Brasilien, weiterhin Britisch-Indien, Chile, die Türkei, Frankreich, Cuba und Griechenland, Panama, Japan, Java. Brasilien fungiert in diesem Jahre mit 127343 metrischen Tonnen, Rußland mit 427860, Spanien und Portugal mit 132602 t. **A. Sachs.**

Albr. Macco: Die Eisenerzlagerstätten am Lake Superior. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 48—53, 377—394.)

Aus den eingehenden Ausführungen des Verf.'s sei nur folgendes hervorgehoben:

Das vom Lake Superior kommende Eisenerz ist vorwiegend Roteisenstein. Braun- und Magneteisenstein werden nur in untergeordnetem Maße gewonnen.

Es handelt sich um folgende Bezirke:

den Penokee Gogebic-Bezirk,
„ Mesabi-Bezirk,
„ Marquette-Bezirk,
„ Crystal Falls-Bezirk,
„ Menominee-Bezirk,
„ Vermilion-Bezirk,
„ Michipicoten-Bezirk in Canada.

Die Eisenerze finden sich im Archäikum, im unteren Huron und an der Basis sowie innerhalb des oberen Hurons. Die archäischen Eisenerze, nur in Vermilion und Michipicoten vorkommend, treten an der Basis der Eisenstufe (Soudan) auf in Rinnen, deren Wände entweder von den darunterliegenden Ely-Grünsteinen allein oder von solchen Grünsteinen in Verbindung mit jüngeren Intrusivgesteinen gebildet werden.

Unterhuronische Eisenerze finden wir nur in Marquette (Negaunee). An der Basis der Negaunee-Stufe sind sie entwickelt, da, wo darunterliegende Schiefer Rinnen bilden; mitten in der Negaunee-Stufe, wo Dioritlager oder Dioritgänge oder beide im Verein Gerinne geformt haben; in dem hangendsten Teil der Formation endlich, im Übergang zum Oberhuron, wo zwischengelagerte und intrusive Gesteine das gleiche getan haben. Die abbauwürdigen Eisenerze von der Basis des Oberhuron, nur in Marquette und Menominee, stehen in Marquette mit den Erzen vom Übergang zwischen Unter- und Oberhuron in so engem Zusammenhang, daß deren eben erwähnte Verhältnisse auch für diese oberhuronischen Eisenerze Geltung haben. In Menominee bilden Talkschiefer, die den Randville-Dolomit krönen, da, wo die Erze gerade an der Basis, dagegen schieferige Glieder der Eisenstufe selbst, da, wo sie in einigem Abstand von der Basis aufsetzen, die Auskleidung der Rinnen, in denen sich die Erzbildung vollzog. Die oberste, oberhuronische Eisenstufe liefert in allen Bezirken, außer Vermilion und Michipicoten, Eisenerz. Dieses findet sich dann vornehmlich im unteren Teil der Stufe. Bei Marquette, Crystal Falls und Menominee lagern die Eisenerze Schiefern auf. Im Penokee-Bezirk hat ein Quarzit, der von Schiefer unterlagert ist, in Verbindung mit Diabasgängen die Bedingungen für die Erzbildung geliefert. Im Mesabi-Bezirke liegen die Erzrinnen entweder in tonigen oder hornsteinartigen Partien der Eisenstufe selbst oder, aber seltener, auf Schiefer und Quarzit auf. In allen Bezirken bevorzugen die Erzkörper gleichermaßen Ausmuldungen in Abhängen.

Die Gestalt der Erzkörper und die Ausdehnung ihres Ausgehenden steht mit der Intensität von Schichtenfaltungen in engstem Zusammenhange. Die Richtung der Längsfaltung fällt mit der Längenausdehnung der Eisenerzlagerstätten in der Regel zusammen. Die quer zum Generalstreichen verlaufende Faltung ist bestimmend für den Grad des Einfallens der Erzkörper. Die geringste Faltung zeigt der Mesabi-Bezirk, die stärkste der Vermilion-Bezirk. Im Marquette-Bezirk kommt es in der Regel nicht über 20—30° Einfallen der Erzkörper hinaus.

Als Ursprungsgestein für die Eisenerzbildung wird ein hornsteinartiges, eisenschüssiges Carbonat angesehen, welches in zweifacher Weise metamorphosiert wurde: einerseits gingen daraus Amphibol- und Magnetit-Quarzgesteine und Schiefer, gelegentlich auch Pyroxen- und Chrysolithgesteine hervor durch dynamometamorphe und kontaktmetamorphe Tiefeneinwirkungen; anderseits resultierten eisenschüssige Schiefer, eisenschüssige Hornsteine und Eisenkiesel, Jaspilite und Eisenerzlager, und zwar dann, wenn von Tage her die Erde durchsickernde Wässer in erheblichem Maße tätig waren. Als der endgültig die Eisenerzbildung besiegelnde Vorgang muß der angesehen werden, daß unter Abhängen in Gerinnen sich sammelnde Wasser, welche beim Herabsickern Eisencarbonat gelöst hatten, mit direkt von Tage herniedersinkenden und daher Sauerstoff zuführenden Wassern zusammentrafen und infolgedessen ihren Eisengehalt als Oxyd absetzten. Die große Masse des von den Abhängen her in diese Gerinne geleiteten Wassers vermochte die Auflösung und Fortführung von Kieselsäure aus den Erzmassen und bewirkte deren weitere Anreicherung und Reinigung.

In ökonomischer Hinsicht sei nur hervorgehoben, daß 1902 die Eisensteinförderung am Lake Superior 28013569 t betrug: fast $\frac{3}{4}$ der Gesamtmenge an Eisenstein der Union. Bezüglich des Erzvorrates befinden sich Marquette und Menominee schon auf dem absteigenden Ast der Entwicklung, Gogebic und Vermilion sind noch in besserer Lage, am günstigsten steht der Mesabi-Bezirk. Verf. schätzt, daß am Lake Superior dreimal so viel Erz vorhanden sei, als bisher bereits gewonnen worden ist.

A. Sachs.

H. Merensky: Neue Zinnerzvorkommen in Transvaal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 409—411.)

Das neue „Buschveld-Vorkommen“ liegt inmitten von Transvaal, ungefähr 65 km nordöstlich von Pretoria. Es kann den meisten bekannten Zinnerzlagerstätten gleichgestellt werden, insofern es an Granit und ganz besonders an verquarzte Zonen im Granit gebunden ist. Ein roter, grobkörniger Granit — dem Alter nach den jüngeren Schichten des Kapsystems zugerechnet — wird von einem jüngeren, feinkörnigen Granit durchbrochen. Der jüngere Granit ist der Erzbringer. Das Erz tritt erstens auf Kontraktionsspalten innerhalb des jüngeren Granites auf. Zweitens aber ist es an Quarzgänge innerhalb des grobkörnigen Granites geknüpft, und diese Art des Auftretens ist, wie besonders auf der Farm

Enkeldoorn No. 373, viel wichtiger. Hier finden sich mehrere parallel laufende Quarzgänge, die z. T. einige Kilometer weit verfolgbar sind. Zu beiden Seiten der Quarzgänge liegen zersetzte und gleichzeitig mit Zinnstein imprägnierte Zonen des grobkörnigen Granites. Die Mächtigkeit der sich an die Gänge anschließenden zinnhaltigen Zonen ist schwankend, sie schwillt, beide Seiten zusammengerechnet, bis auf mehr denn 7 m an und dürfte im Durchschnitt auf dem bisher besonders aufgeschlossenen Hauptgange 3 m betragen. Das Erz ist dunkler Zinnstein: SnO^2 mit ca. 78 % Zinn. Der Hauptgang auf Enkeldoorn dürfte 3 % Zinnstein enthalten. Ein schnelles Aufhören der Gänge nach der Tiefe ist nicht zu erwarten. Besonders aussichtsreich sind Kontaktstellen zwischen dem jüngeren und dem grobkörnigen Granit. Als Begleitmineralien waren nur Kupferkies und Hämatit nachweisbar, die charakteristischen Begleitmineralien des Zinnsteins scheinen zu fehlen, nur Molybdänglanz war an einem Greisenstück einige Kilometer nördlich Enkeldoorn nachweisbar. Der Abbau wird sich sehr einfach gestalten, Konzentration und Reduktion des Erzes werden an Ort und Stelle möglich sein. Das probeweise ausgeschmolzene Zinn ist arm an Verunreinigungen. Schon das Vorkommen von Enkeldoorn allein dürfte wirtschaftliche Bedeutung erlangen, ihm dürften sich aber vermutlich noch andere aus dem Bereich des Buschveld-Granites zugesellen, so sah Verf. beispielsweise reich mit Zinnstein imprägnierte Stücke von zersetztem Granit aus dem Lydenburg-Distrikt nordöstlich von den bisherigen Fundorten. **A. Sachs.**

G. Sodoffsky: Die Gipslager in den Gouvernements Livland und Pleskau. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 411—414.)

Der Gips kommt in Rußland häufig im devonischen System (in den baltischen Provinzen und im Pleskau (Pskow)schen Gouvernement, im Perm und in der Trias (in den Gouvernements Archangelsk, Wologda, Nischnij Nowgorod, Kasan, Orenburg und Perm), schließlich im Tertiär (in den Gouvernements Podolien und Bessarabien) vor.

Verf. gibt eine Beschreibung der Gipslager von Livland, die im allgemeinen unter feuchten wiesigen Gründen in der Nähe von Sümpfen oder Mooren auftreten, sowie der Gipsbrüche des Pskowschen Gouvernements, in denen im allgemeinen der Gips tiefer gelegen sein dürfte, als in den livländischen. **A. Sachs.**

Geologische Karten.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 112. Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstädt, Kella, Lengenfeld. Vorbereitet durch G. Meyer, O. Speyer, H. Pröscholdt, O. Zeise, H. Bücking; erläutert durch O. Zeise, Er. Kaiser und E. Naumann. Lief. 128. Langensalza, Langula, Henningsleben (Großenbehringen). Vor-

bereitet durch Cl. Schlüter, M. Bauer, W. Frantzen; erläutert durch Er. Kaiser und E. Naumann.

E. Naumann: Aufnahmeergebnisse im SW. des Hainichs. Bericht über die Aufnahme der Blätter Henningsleben, Mihla und Treffurt in den Jahren 1903 und 1904. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. **25.** Heft 4. Berlin 1906.)

Die vorliegenden Blätter sind gelegen im Gebiete des Eichsfeldes, des Düns, des Hainichs und der Haardtberge zwischen der Werra und Leine einerseits und dem Ohmgebirge sowie der Unstrut anderseits.

Die Formationen, die am Aufbau der Schichten sich beteiligen, sind:

Zechstein,
Buntsandstein,
Muschelkalk,
Keuper,
Diluvium und
Alluvium.

Der mittlere Zechstein erscheint nur auf dem Blatte Kella und ist als sogen. unterer Dolomit oder Hauptdolomit (zm_1) entwickelt, der häufig stark ausgehöhlte Rauchwackenmassen bildet. Der obere oder Plattendolomit (zo_2) der Blätter Kella und Heiligenstadt ist insofern bemerkenswert, als er nur vereinzelt plattig entwickelt ist, sonst dagegen dem unteren Dolomit außerordentlich ähnlich ist und in rauchwackenartigen, dickbankigen Massen vorkommt.

Die Grenze des unteren Buntsandsteins gegen den mittleren wird durch die erste grobkörnige Sandsteinbank festgelegt. Als Grenzschicht der letztgenannten Abteilung gegen den Röth treten allenthalben Bausandsteine (*Chirotherium*-, Carneolsandstein) auf, deren Mächtigkeit für Blatt Kella mit 10 m berechnet wird. Einsturztrichter bezeichnen häufig das Vorhandensein mehr oder weniger ausgelaugter Gipsmassen des Röths.

Die drei Oolithkalkzonen des unteren Muschelkalks (α, $\beta = oo$; γ_1, $\gamma_2 = \iota$; δ_1, δ_2, $\delta_3 = \chi$) sind meist gut und petrographisch wie angegeben entwickelt, was für die erstgenannte im Gegensatze zum großen Teile von Ostthüringen betont zu werden verdient. Wirtschaftlich und zugleich paläontologisch wichtig ist δ_2 auf der Ostseite des Hainichs (Bl. Langula). Der Schaumkalk wird dort schon seit alten Zeiten in ausgedehntem Maße abgebaut und weithin versandt. Unter den dort besonders häufigen Fossilien fallen große Cephalopoden (neben *Nautilus bidorsatus* geknotete Nautileen, vielleicht vergleichbar *Pleuronautilus Stautei* K. v. Fritsch) auf. Im mittleren Muschelkalke gewinnen Zellendolomite an einzelnen Stellen solche Bedeutung, daß sie als Felsbildner erscheinen. Gips ist im Bereiche des in Rede stehenden Gebietes nicht sehr häufig, doch weisen Erdfälle — besonders verbreitet am Ostabhange des Hainichs — auf Gips, Steinsalz etc. hin. Erwähnenswert ist das Vorkommen von *Myophoria transversa* auf dem Harsberge (Bl. Mihla). Aus dem oberen Muschelkalke ist bemerkenswert eine auf dem Blatte Henningsleben gut aufgeschlossene, aber auch sonst in Westthüringen (Bl. Fröttstedt, Wutha, Mihla) vorkommende, etwa

fußstarke Lage hellen Kalkschiefers zwischen Trochitenkalk und Nodosenschichten. Wegen der Häufigkeit von Steinkernen einer *Nucula* kann man sie als *Nucula*-Schiefer bezeichnen. Die unteren und oberen Tonplatten — häufig getrennt durch die sogen. *Cycloides*-Bank — unterscheiden sich, wie aus anderen Gegenden schon bekannt, auf den Blättern Langula und Henningsleben deutlich durch das Auftreten verschieden aussehender Ceratiten. Die untere Abteilung führt kleinere Formen (*C. compressus, C. enodis* und *C. spinosus*), während in den oberen Tonplatten die großen Arten, *C. nodosus* typus, *C. intermedius, C. dorsoplanus,* und in den hangendsten Schichten *C. semipartitus* erscheinen. Auf dem letztgenannten Blatte sind schließlich auch die den obersten Ceratitenschichten zugehörigen sogen. Fischschuppenschichten sehr fossilreich aufgeschlossen.

Der Keuper hat seine Hauptverbreitung auf den Blättern Langula, Langensalza und Henningsleben und findet sich sonst fast nur in der charakteristischen Weise als schmale Bänder längs der Störungszonen.

Der untere Keuper besteht allenthalben aus eigentlichem Kohlenkeuper und Grenzdolomit. Die Grenze der Abteilung gegen den oberen Muschelkalk wird durch zellige, dolomitische Gesteine („Kastendolomite") festgelegt. Es folgt dann sehr bald eine kartographisch fixierbare, ca. 20 cm starke Kalkbank, die zahlreiche Schalen von *Anoplophora donacina* und andere Fossilien führt. Schwach kohlenführende Letten und lettige Sandsteine lagern über der Kalkbank, und reine, vielfach pflanzenführende Sandsteine (auf Bl. Henningsleben 12—15 m mächtig), sowie bunte Letten und Mergel beschließen die untere Abteilung des Kohlenkeupers. Der Grenzdolomit zeigt hier und da oolithische Struktur. Der mittlere Keuper ist auf dem Blatte Langensalza am vollständigsten entwickelt, nämlich in seiner unteren Abteilung, dem Gipskeuper, während die obere Stufe, der Steinmergelkeuper, fehlt. Die Gliederung des erstgenannten Komplexes ist folgende, von oben nach unten:

km_4	Bunte Mergel.
km_3	Lehrbergschicht, helle Steinmergel mit zahlreichen Fossilresten.
	Gipshorizont (vergl. Berggips).
	Bunte Mergel, der „Roten Wand" völlig analog.
km_2	Schilfsandstein.
km_1	Schicht mit *Estheria laxitesta* (vergl. Franken und Gegend von Coburg).
	Unterer Gipskeuper — bunte Mergel, Steinmergel, Quarzbreccien und Gips (auf Bl. Langula auch „Grundgipse"?).

Was die Lagerung der Trias anlangt, so ist folgendes von Wichtigkeit. Das in Rede stehende Gebiet gehört der Nordwestecke der von Harz und Thüringer Wald begrenzten Triasmulde und zwar der Teilbildung der Mühlhausen—Langensalzaer Keupermulde an. Ihre äußerste aus Buntsandstein gebildete Umrandung tritt besonders auf den Blättern Berlingerode, Heiligenstadt, Kella (und Eschwege) zutage, während das

Muldentiefste, der mittlere Keuper, auf den Blättern Langensalza und Mühlhausen in ungefähr SO.—NW.-Richtung verläuft. Die Bildung flacher „hercynischer“ Falten, durch einen aus SW. vom Thüringer Walde kommenden Druck hervorgerufen, verbindet sich einerseits durch Umschwenken der NW.—SO.-Richtung in die W.—O. verlaufende mit Störungen, die ungefähr senkrecht zu der erstgenannten Richtung sich erstrecken, zu muldenförmiger Schichtenlagerung[1] und konzentriert sich anderseits, zumeist in der erstgenannten Richtung, zu engeren Falten und schließlich Brüchen. Die Störungszone, welche die vorliegenden Blätter beherrscht, reicht einerseits bis Eichenberg, zu dem bekannten Leinegraben, tritt anderseits u. a. mit den Störungen auf dem Blatt Gotha in Beziehung und erscheint schließlich bei Saalfeld als Randspalte des Thüringer Waldes. Die Erscheinungsform der Störungen ist naturgemäß verschieden. Auf den Blättern Heiligenstadt, Kella und Lengenfeld (in dieser Reihenfolge von NW. nach SO.) erscheint die Störungszone als typischer Graben, an dem in selteneren Fällen Schollen älterer Schichtglieder — Zechstein — emporgepreßt, zu allermeist jedoch Schollen aus einem Material — oberer Muschelkalk und Keuper —, das geologisch jünger als die beiderseitige Umgebung des Grabens, eingesunken sind. Auf der südlich des Blattes Lengenfeld gelegenen Sektion Treffurt, sowie in der äußersten SW.-Ecke des östlich angrenzenden Blattes Langula treten einseitige Einsenkungen auf. Sie werden auf den hiervon südlich und daran anschließend östlich gelegenen Sektionen Mihla und Henningsleben zumeist durch schmale grabenartige Keuperversenkungen abgelöst, längs deren das eben genannte Schichtglied von SW. her mit Muschelkalk überschoben ist.

Die sogen. niederländischen oder erzgebirgischen Störungszonen verlaufen nur im ganzen großen senkrecht zu den hercynischen. Sie zeigen vielmehr in dem in Rede stehenden Gebiet eine deutliche NNO.—SSW.-Richtung, die noch weiter gegen W. fast in die nordsüdliche übergeht (Leinegraben). Auf den drei am weitesten nördlich gelegenen Blättern Berlingerode, Dingelstädt und Heiligenstadt treten zwei derartig niederländisch gerichtete Störungszonen als grabenartige Versenkungen von Röth- und Muschelkalkschollen deutlich hervor. Ob die beiden Störungssysteme altersverschieden sind, läßt sich nicht überall mit Sicherheit sagen.

Den hydrologischen Verhältnissen wird in den Erläuterungen zu Blatt Langula ein besonderes Kapitel gewidmet.

Von den interessanten Ablagerungen des Diluviums auf den Blättern Langula und Langensalza wurde durch E. Kaiser und E. Naumann schon früher berichtet und darüber in dies. Jahrb. 1905. II. -446- referiert.

Fossilführende alluviale Kalksinterablagerungen treten besonders auf den Blättern Dingelstädt, Lengenfeld und Langensalza auf.

Karl Walther.

---

[1] Die muldenförmige, durch die konzentrische Anordnung der einzelnen Schichtglieder — vom unteren Muschelkalk bis mittleren Keuper — bedingte Lagerung tritt auf den Blättern Langula, Langensalza und Henningsleben kartographisch vorzüglich hervor, so daß die genannten Blätter sich zu Demonstrationszwecken außerordentlich eignen dürften. (Anm. d. Ref.)

Geologische Beschreibung einzelner Länderteile.

C. Diener, R. Hörnes, Fr. E. Suess, V. Uhlig: Bau und Bild Österreichs. Mit einem Vorwort von E. Suess. 1110 p. 8 Karten, 2 Titelbilder, 250 Textfig. Wien 1903.

Das im Beginn eines neuen Jahrhunderts erschienene großartige Werk gibt eine Übersicht über den geologischen Bau und das landschaftliche Bild der gesamten Monarchie und auch die Fernerstehenden werden es dankbar begrüßen, daß wieder einmal für einen bestimmten Zeitabschnitt die Summe gezogen ist aus den zahlreichen Beiträgen, die in reger Arbeitslust in den letzten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts geliefert wurden. Kaum ein anderes Land bietet eine ähnliche Mannigfaltigkeit der geologischen Formationen und des Aufbaues, fast für jede Frage der Geologie finden sich Beispiele, und so werden die Auslassungen über das österreichische Gebiet auch in anderen Ländern befruchtend wirken, zumal die Abgrenzung nicht schematisch nach den Grenzpfählen erfolgte.

Vier Forscher haben sich zusammengefunden, um das Werk zu schaffen, aber jeder Teil ist ein Ganzes. Wenn damit einige Wiederholungen, einzelne Inkongruenzen veranlaßt sind, so ist dadurch auch der große Vorteil einheitlicher und wohltuend subjektiver Darstellung der großen Abschnitte: Böhmische Masse, Ostalpen, Karpathen, österreichische Ebenen — gegeben. Wir erhalten nicht eine zusammenredigierte Kompilation vorgesetzt, sondern originale Werke von einer Darstellung, wie sie nur ein Forscher entfaltet, der sich nach Lust und Wissen über ein ihm vertrautes Gebiet aussprechen kann.

1. Bau der Ostalpen und des Karstgebietes[1].

C. Diener verdanken wir die Darstellung der Ostalpen, deren Probleme dem Verf. wohl bekannt und in wichtigen Beiträgen der Lösung näher geführt sind. Leider war das Werk schon erschienen, als die ersten Versuche sich regten, die nördlichen Kalkalpen als fremde, wurzellose Massen zu erklären, jedoch hat Verf. inzwischen dazu Stellung genommen und an seiner in diesem Werke vertretenen Auffassung nichts geändert[2].

Ein einleitendes Kapitel stellt als Ziel hin, eine Anschauung von der Struktur der Ostalpen zu geben. Nicht der stratigraphische Aufbau, sondern die Tektonik tritt in den Vordergrund; als tektonische Glieder höherer Ordnung, die auch im landschaftlichen Charakter zum Ausdruck kommen, ergeben sich fünf Zonen:

1. Die nördliche Sandstein- oder Flyschzone.
2. Die nördliche Kalkzone.
3. Die Zentralzone.

---

[1] Bei der Wichtigkeit des Werks erschien eine eingehende Besprechung von Wert, es muß aber damit auch eine Verteilung des Referats auf 2 Hefte eintreten.

[2] Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 161.

4. Der Drauzug.

5. Die südliche Kalkzone, welche schon mit den dinarischen Falten zusammenhängt und der nördlichen Kalkzone nicht homolog ist.

Die nordalpine Flyschzone. Die Falten des Säntis finden in denen des Bregenzer Waldes ihre Fortsetzung; auch die Schichtenfolge ist die der helvetischen Fazies. Sie legen sich aber derartig an die Triasecke des Rhätikon, daß ihr Streichen aus SW.—NO. allmählich in ein rein westöstliches übergeht. Ebenso, nur noch schärfer, krümmen sich die Triasgesteine des Rhätikon um das kristalline Silvettra-Massiv. Innerhalb der Kreideinsel des Bregenzer Waldes sind die Falten meist windschief, oft überstürzt; die nördlichste schiebt sich über den vorliegenden Flyschstreifen [das ganze Kapitel ist geschrieben, ehe die Termier'schen Ansichten über die Deckschollennatur der nördlichen Kalkalpen bekannt wurden und Anklang fanden. Ref.]. Der Grünten wird mit Gümbel als selbständige Falte, nicht als nach Norden verschobenes Stück des Bregenzer Waldes aufgefaßt, die Klippen östlich der Iller als Aufbrüche, nicht als Deckschollen.

Während vom Genfer See bis zur Isar nur alttertiäre Schichten in der Flyschfazies entwickelt sind, zeigen östlich der Isar schon Kreideschichten ein gleiches Aussehen. Bis zum Trauntal ist die Flyschzone nur ein schmales, zerstückeltes Band, das erst östlich sich verbreitert und damit dem Rand der Alpen eine mehr nordöstliche Richtung gibt. Bei Salzburg ist sie durch den bekannten Einbruch unterbrochen. Hier und in der Wiener Sandsteinzone bis zur Steyr ist der Flysch obercretaceisch, während das Alttertiär in anderer Fazies auftritt. Der Muntigler Flysch wird nicht als Garumnien, sondern als ein Äquivalent der oberen Gosauschichten betrachtet. Die eigentlichen Gosauschichten sind auf die Fjorde der Kalkalpentäler beschränkt.

In Niederösterreich wird der Flysch von mannigfaltigeren Gesteinen gebildet und ist teils obercretaceisch, teils alttertiär. Neocomgesteine bilden klippenartige Aufbrüche.

Die intensiv gefaltete Zone des Wiener Sandsteins ist von den Kalkalpen durch eine gleichmäßig fortstreichende Störungslinie geschieden, deren gewaltige Dislokationen trotzdem im orographischen Relief gar nicht hervortreten. Nirgends folgt ihr ein größeres Längental; auch die in lange Falten gepreßte Flyschzone ist fast nur durch Quertäler gegliedert.

Tektonisch bunter ist der eigentliche Wiener Wald mit seinen neocomen Aufbruchszonen; die Faltung ist mehrfach von dem Südrande der gegenüberstehenden böhmischen Masse beeinflußt, verläuft daher unabhängig von der Störungslinie zwischen Flyschzone und Kalkzone.

Aufbruchsklippen sind seltener als in den äußeren Zonen der Westalpen und der Karpathen, finden sich aber von Hindelang bis St. Veit. Häufiger sind exotische Blöcke, durch Abrasion des alten, ursprünglich anstehenden Urgebirges („vindelicisches Gebirge") und den Zerfall von Urgebirgsinseln entstanden, zuweilen auch wohl anstehend (Pechgraben bei Weyer).

Das tertiäre Vorland der Flyschzone zeigt gestörte Lagerung nur bis zur Salzach, ist zu Antiklinen zusammengebogen, vom Flysch überschoben. Weiter östlich ist es aber ganz horizontal gelagert, so daß die Verbindung der Molasse-Antikline in der Schweiz mit den Faltungen am Karpathenrande nicht statthaft erscheint.

Die nördliche Kalkzone. Den Hauptanteil haben triadische Gesteine in austroalpiner Fazies; den Westalpen steht sie fremd, als neues tektonisches Element gegenüber. Es werden zunächst die sehr mannigfaltigen Gesteine kurz besprochen. Es verdient vielleicht hervorgehoben zu werden, daß die Hauptmasse der Hallstätter Kalke in das Niveau des Dachsteinkalks gerechnet wird [1].

Die obere Kreide ist, wie erwähnt, in fjordartigen Tälern zur Ablagerung gekommen, diskordant zu dem gesamten Grundgebirge, oft alte Brüche überbrückend. Diese Tatsachen beweisen, daß gebirgsbildende Bewegungen intensiver Art der Ablagerung der Gosauschichten vorangingen.

Die Besprechung der Tektonik beginnt mit dem Rhätikon, wobei eine Entscheidung unter den verschiedenen Ansichten nicht getroffen wird. Gewaltige Überschiebungen über das im Süden, Westen und Norden vorliegende Gebiet werden anerkannt. Es wird aber auch auf die fast vertikale Stellung der Überschiebungsflächen im Algäu (zwischen Kalkalpen und Flyschzone) hingewiesen, welche ein Beweis für nur randliche Überschiebung und ein Argument gegen die Hypothese wurzelloser Massen ist. Vom Rhätikon bis zum Kaisergebirge herrschen im Bau der Kalkalpen schiefe Falten, Senkungsbrüche sind untergeordnet. Östlich vom Kaisergebirge sind schiefe Falten auf den nördlichen Saum beschränkt, während mehr im Süden flache Faltungswellen und große Brüche herrschen. Die Ketten werden durch einzelne Massive und Hochplateaus ersetzt, in denen der Dachsteinkalk eine wichtige Rolle spielt. Der Übergang fällt in die Gegend von Waidring, die stärkste Entwicklung der Plateaustöcke in den Kessel von Berchtesgaden. Ältere Schwankungen haben Teile des Dachsteinkalks bloßgelegt und in verschiedenen Zeiten wieder dem Meere überantwortet (Hierlatzkalk, transgredierendes Kelloway).

Eine Schilderung des Salzkammerguts aus der Feder von E. v. Mojsisovics ist eingeflochten. Die besonders interessierende Entwicklung der Trias, der Typus der einstigen juvavischen Provinz, wird jetzt als eine lokale bezeichnet, welche nur kleine Räume einnimmt, mitten zwischen der Dachsteinkalkentwicklung inselartig auftaucht. Es sind im wesentlichen zwei, durch eine Barriere von Wetterstein- und Dachsteinkalk gesonderte Züge, von denen der nördliche als Ischl-Ausseer, der südliche als Berchtesgaden-Hallstätter Kanal bezeichnet wird.

Östlich vom Toten Gebirge gelangt der salzburgische Strukturtypus zum Abschluß; es beginnen die österreichischen Kalkalpen, welche durch

[1] Bei Aufzählung der Juraschichten werden Macrocephalenschichten des Salzkammerguts als unteres Bathonien bezeichnet. Ich habe neulich eine ähnliche Bezeichnung gelesen, möchte aber betonen, daß dies nicht üblich ist. Macrocephalenschichten sind unteres Kelloway.

eine tektonische Längslinie Admont-Schneeberg in zwei sehr verschiedene Teile zerfallen. Eine schmalere, südliche, auf das Hochgebirge beschränkte Region bewahrt den Schollen- und Plateaucharakter der Salzburger Alpen. Die nördliche, wesentlich voralpine Region wird von schiefen, nach Norden übergelegten Falten und Schuppen beherrscht. In der Störungslinie stoßen verschiedene obertriadische Schichtenglieder scharf aneinander oder es kommt zu Aufbrüchen der älteren Trias. Zwischen Mariazell und Buchberg ist die Grenze keine einfache Bruchlinie, sondern ein breites, zersplittertes Gebiet. Eine Reihe von Gosauvorkommen, welche diskordant allen älteren Schichten aufliegen, ist an die Region geknüpft. Ergibt sich hieraus die Anlage der großen Aufbruchslinien als prägosauisch, so ist anderseits im Gosaubecken der Neuen Welt zu beobachten, daß die Gosauschichten von den obertriadischen Kalken der Hohen Wand überschoben und daß Wandkalke samt Gosauschichten von noch jüngeren, diagonal zum Streichen gerichteten Blättern durchsetzt sind. Also mindestens drei altersverschiedene Systeme von Störungen. Der Richtung der Blattflächen folgen bekanntlich häufig die Erdbeben Niederösterreichs.

Spuren alter, cretaceischer Talbildung sind durch die Verbreitung der Gosauschichten besonders im Gebiet des Ennsdurchbruchs erwiesen. Jedoch greift auch das Neocom bei Scheibbs und an der Jeßnitz aus der Flyschzone kanalartig in die Kalkalpen ein und liegt diskordant auf gestörten Schichten, so daß Gebirgsbewegungen vor seiner Ablagerung vollzogen sein müssen.

Die sogen. „Thermenlinie“, die aus der Gegend von Gloggnitz über Baden und Mödling bis Wien verläuft, schneidet die östlichen Kalkalpen diagonal auf das Streichen ihrer Schuppen ab. Die Sandsteinzone, welche steiler nach NO. streicht, wird nur am inneren Saum von der Störung berührt. Ebenso sinkt die Zentralzone nur auf eine kurze Strecke unter die Ebene hinab, schließt sich jedoch weiterhin über das Leithagebirge und die Hainburger Berge fast unmittelbar an die Zentralmasse der kleinen Karpathen an. Das inneralpine Senkungsfeld von Wien, nach SW. zwischen Thermenlinie und Zentralzone spitz auskeilend, ist nur durch wenige Tore (Völkerpforten von Wien und Carnuntum) geöffnet. Die tertiären Ablagerungen dieser Senke beginnen mit lignitführenden Süßwassertonen. Diese sind überall kräftig gestört, steil, auch senkrecht gestellt. Vom marinen Miocän an lagern die Schichten meist horizontal und sind nur durch Staffelbrüche durchschnitten.

Die Zentralzone. Die Kenntnis vom Bau der Zentralzone ist noch weit von jener Klärung entfernt, die ein deutliches Bild von der Architektur zu entwerfen erlauben würde. Die Aufteilung der kristallinen Gesteine nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprung, die Altersdeutung der metamorphen Gesteine, die Unterscheidung der alten Kerne von jüngeren Intrusionen — das alles wird den Geologen noch lange Schwierigkeiten bereiten. Diener sagt mit Escher von der Linth: „Solange wir die Bedeutung und Entstehung der Zentralmassen nicht erkannt haben, so lange ist es noch gar nichts mit unserer Mechanik der Alpen“

— ein Wort, das man heute wieder unterstreichen möchte. Ein Unterschied gegenüber den Westalpen liegt in der Geschlossenheit der ostalpinen Zentralzone, welche sich im Süden wie im Norden von den Kalkzonen deutlich absondert. Vom Arlberg bis Gloggnitz schiebt sich ein paläozoisches Übergangsgebirge ein, in welches Brüche und Denudation jene merkwürdige Längsfurche gegraben haben, die heute von Durchbruchstälern zerstückelt, in jungtertiärer Zeit (nach Löwl) vielleicht von einem gegen das Murtal strömenden Fluß entwässert wurde. Die gemeinten Durchbrüche des Inn, der Chiemseeer Ache, der Salzach und der Enns stehen wohl in einem Zusammenhange mit der Struktur des Gebirges, sind aber in ihrer heutigen Form jedenfalls Produkte der Erosion. Im Süden fehlt eine korrespondierende Grauwackenzone.

Aus dem westlichen Teil, wo die Lücken des Wissens besonders empfindlich sind, werden Adamello, die Judicarischen Brüche und die Umgebung des Brenners näher besprochen.

Die Intrusion des Adamello-Tonalits wird mit neueren Forschern (Salomon) in die Tertiärzeit gerückt, gestützt auf Stache's Beobachtung, daß Tonalitgerölle erst im Diluvium vorkommen, und Salomon's Feststellung, daß steile Triassynklinalen im Tonalitgebiet eingeschlossen liegen, welche erst nach dem Oligocän entstanden sein können. (Beide Gründe sind noch nicht ausschlaggebend. In den mesozoischen Schichten herrschen Ausbildungen, denen Gerölle meist fehlen, und synklinale Biegungen können sehr wohl mit den vulkanischen Kräften der Tonaliteruption verbunden gedacht werden. Die Störungen am Ostrande des Tonalitmassivs zeigen jedenfalls, daß dieses in der Zeit der jüngeren Gebirgsbildung schon als solches existierte.) Kürzer sind die Münstertaler Alpen, Ortler, Ötztaler Masse usw. behandelt, aber immer ist die Charakteristik eine vorzügliche und immer wird man in knappen Worten auf die Probleme hingewiesen, welche diese Berge bieten.

Die Judicarienlinie wird in Zusammenhang gebracht mit der Störungszone des Pustertals (in Tonglimmerschiefer eingefaltete und südwärts überschobene Triaskalke) und jenen Brüchen, welche bis Lienz die mesozoischen Gesteine im Süden von den kristallinen des Nordens scheiden (Draubrüche). Entlang dieses ganzen Bogens großartiger Störungen ist das östlich und südlich vorliegende Gebirge Südtirols gesenkt und z. T. überschoben. Die Tonalitmassen des Iffinger und des Brixener Massivs sind jüngere Intrusionen, aber doch von den jüngsten tektonischen Bewegungen noch mitergriffen; auch scheint wenigstens die Anlage der Judicarienlinie und ihrer Fortsetzung weit zurückzuliegen.

Bei der Besprechung des Brenners lagen die neuen Aufnahmen von Frech noch nicht vor. Das Auftreten der Kalke zu beiden Seiten des Brenners läßt die Annahme einer ursprünglichen Quersenke schon während der Ablagerung berechtigt erscheinen, deren Betrag so bedeutend war, daß auch die späteren Hebungen die Kalkmassen nicht so hoch drängten, daß sie der Abtragung zum Opfer fallen mußten. Gegenüber den Schlüssen, die man früher aus der flachen Lagerung des Mesozoicums am Brenner

zog, wird auf die Dislokationen hingewiesen, welchen im Süden die, wie Frech nachwies, triadischen Tribulaundolomite, im Norden die Triasbildungen der Tuxer Alpen ausgesetzt waren. Da diese Gesteine sich nach Osten herausheben, so sind sie im unteren Zillertal ganz verschwunden; dieses ist ganz in Phyllite etc. eingeschnitten, in denen der Granitgneis des Kellerjochs ein verändertes Intrusivgestein darstellen dürfte.

Das sogen. Pinzgauer Mittelgebirge ist wenig bekannt, hervorzuheben ist aber, daß seine Gesteine, die sich im Westen an die Glimmerschiefer etc. des Zillertals anschließen, nach Osten an Kristallinität verlieren; das Pinzgau selbst entspricht einer Grabenversenkung, welche gegen das Streichen spitzwinklig verläuft. Im Norden wird es von der Trias der Kalkalpen durch ein „Übergangsgebirge" getrennt, in dessen Gesteine die Längsfurche Wörgl—Dienten eingeschnitten ist. Es beginnt bei Schwaz. Zahlreiche Erzlagerstätten sind aus diesem Gebiet bekannt geworden.

Im Süden sind im sogen. Tauerngraben paläozoische und mesozoische Gesteine in dislozierter Lagerung erhalten (Krimmler Schichten Löwl's, Brenner Schichten bei Rothpletz), welche das Phyllitgebirge, die Fortsetzung der Ötztaler Masse, vom Zentralmassiv der Hohen Tauern trennen. In diesen betreten wir ein Gebiet der Zentralgneis-Entwicklung, dessen Massive von einer „Schieferhülle" umstrittenen Alters ummantelt werden. Jedenfalls wies Geyer für die Kalkphyllite von Murau nach, daß sie dem Grazer Paläozoicum entsprechen, während Teller in den Kalken des Pfunderer Gebirges Diploporen entdeckte. Die Zentralgneise selbst dürften in die Schieferhülle eingedrungen sein, Intrusivgesteine, welche einen weitreichenden Kontakt ausübten, so am Venediger und allgemein in den westlichen Tauern. Auch die Wechsellagerung von Schiefer- und Granitgneis kann durch die Annahme ausgewalzter Granitapophysen am besten erklärt werden. Für großartige Aufschmelzung der Schieferhülle sprechen die Verhältnisse der von Becke untersuchten Greiner Scholle im Zillertaler Hochgebirge. Später ist sowohl die Schieferhülle wie das Intrusivgestein dynamischen und chemischen Umänderungen ausgesetzt worden, welche ihnen gemeinsame Züge verliehen. Das Alter dieser Intrusionen ist ein hohes; Hochstegenkalk und Brennerschiefer, welche dem Granitgneis des Tuxer Massivs ohne jede Kontakterscheinungen auflagern, setzen eine Grenze nach oben hin. Die isolierte Masse von Bruneck (Antholzer Granitgneismasse), welche an den Tonglimmerschiefern des Pustertals scharf abstößt, nach Norden etwas überschoben ist, erscheint als Äquivalent der Zentralgneise des Zillertaler Massivs, dagegen ist die Tonalitmasse des Riesenferners den posttriadischen Intrusionen vom Typus des Adamello zugerechnet.

Großvenediger und der kleine Granatspitzkern sind Intrusivmassen (am Granatspitz kommt sogar ein Stück des Bodens des Intrusionsraums zum Vorschein, ähnlich wie an den Lakkolithen der Henry Mountains), die Glocknergruppe gehört ganz der Schieferhülle an. Von hier beginnt das Streichen nach SO. Wiederum begegnen uns isolierte Intrusionen (Rametten, Gamskarl, Rauriser und Hohalm-Massiv) inmitten einer Schieferhülle, welche in den tieferen Lagen Silikatschiefer, in den höheren Kalkphyllite führt.

Hier sind auch jene berühmten goldführenden „Gangstreichen“ eingeschaltet, welche im Gebiet von Heiligenblut, Gastein und Rauris so oft zu Bergbau Veranlassung gegeben haben. Die Blätter und Sprünge streichen vorwiegend NO. oder NNO., oft mehrere Kilometer weit.

Während im Hauptkamm der Hohen Tauern Zentralgneis herrscht, liegt im Süden eine breite Zone von Glimmerschiefer und Gneisphylliten, aus denen Schobergruppe und Deferegger Gebirge gebildet sind; sie sind älter als die Hauptmasse der Schieferhülle, intensiv gefaltet und von einer Längsstörung durchzogen, welche als Matreier Überschiebung (nach Norden) eingeführt wird.

In dem Hohalm-Massiv, auf dessen Mantel noch eine kleine Carbonscholle liegt, erreicht das Auftreten der Zentralgneise sein östliches Ende; die steierischen Zentralmassen sind aus Hornblendegneis und Glimmerschiefer gebildet, welche mehr dem oben erwähnten Zuge im Süden der Tauern ähneln. Eine bedeutende Querstörung scheidet den Westen und Osten.

Zwischen dem Hohalm-Massiv und den schon zur östlichen Entwicklung gehörenden Bundschuh- und Schladminger Gneismassen lagern die Triasschollen der Radstätter Tauern, deren oberste, schon jurassische Sedimente auffallend kristallinischer sind als die triadischen Diploporenkalke der Unterlage. Zweifellos liegen sie diskordant auf dem Grundgebirge, aber der heutige Gebirgsbau ist doch wesentlich durch junge tektonische Störungen beeinflußt.

Die tektonische Fortsetzung der Tauern, deren Scheitellinie in der Schladminger Gneismasse sich deutlich gegen SO. senkt, liegt in dem Zuge der Glimmerschiefermasse der norischen Alpen, führt gegen SO. und drängt sich im Bachergebirge in die Umrandung der pannonischen Tiefebene. Die Gneismassen, welche weiter im Norden sich aneinander reihen, bilden einen von den Tauern ganz unabhängigen Bogen, dessen Konvexität nach Süden gekehrt ist — den nordsteierischen Gebirgsbogen Vacek's.

Der Achse der Tauern zunächst folgend tritt man in die Mulde von Neumarkt-Murau, deren jüngere Phyllite in das Paläozoicum gehören und von Geyer als Äquivalente des Grazer Silurs betrachtet werden. Die sogen. steierische Masse Stur's, welche die Saualpe, Koralpe und die Lavanttaler Alpen umfaßt, wird wesentlich von Granatglimmerschiefern gebildet, denen an der südlichen Abdachung noch Reste jüngerer Formationen anhaften. Im Krappfelde, einer SW.—NO. streichenden Mulde, sind Trias in nordalpiner Entwicklung, gosauartige Kreide und marines Eocän vertreten. Ähnliches gilt von dem Vorkommen von St. Paul, einer im Westen und Osten von Verwerfungen abgeschnittenen Scholle. An den Gehängen des Lavanttales gehen aquitanische Tone hoch hinauf und marines Untermiocän greift bis in das Innere der Zentralzone. Das Becken von Klagenfurt, ein inneralpines Senkungsfeld, ist zum größten Teil von jüngerem Tertiär erfüllt. Im Bosruck springt die Glimmerschiefermasse gegen die Ebene vor, während das durch eine Senke getrennte Bachergebirge einen Intrusionskern von Granit umschließt, dessen Alter

umstritten ist. Immerhin hat das Bachergebirge als starre Masse die mesozoischen Falten des Drauzugs beeinflußt.

Der nordsteierische Gebirgsbogen, mit der Masse des Bösensteins oder der Rottenmanner Tauern beginnend, umschließt weiter die Gneismassen des Mürzthales, des Wechsel- und Rosaliengebirges, Reste eines sehr alten, abradierten Bogenstückes, deren Intervalle von transgredierenden Granatglimmerschiefern und Phylliten gefüllt werden. Auf der nördlichen Innenseite des Bogens finden sich mosaikartig durcheinander gewürfelt obersilurische Tonschiefer und devonische Kalke, und in selbständiger Verbreitung, nach Vacek transgredierend, carbonische Sedimente. Die Kalke des Semmerings dürften nach Toula's Funden wesentlich triadisch sein. Auf dem Goldberg bei Kirchberg (Wechselmassive) hat sich ein Rest Eocän erhalten. Mit dem Rosalienberg und den Krummbacher Bergen erreicht der geschlossene Bogen sein östliches Ende, aber es ist kein Zweifel, daß die aus der miocänen Niederung auftauchenden Inseln, vor allem das Leithagebirge, den Anschluß an die kleinen Karpathen vermitteln.

Wo der nordsteierische Bogen und die norische Fortsetzung der Tauern auseinanderweichen, schiebt sich die Bucht von Graz ein, mit ihren silurischen und devonischen Sedimenten, über denen in der Kainach auch noch Gosaukreide transgredierend auftritt.

Der Abbruch gegen die östliche Ebene ist mehrfach zerschlitzt, doch drang das miocäne Meer nur im Lavanttale bis in die Zentralzone vor; im ganzen bildeten die geschilderten Alpen einen geschlossenen, gebirgigen Landrücken. Die lakustren Miocänbildungen, welche vor dem Eindringen des Meeres in die Senkungsfelder von Ödenburg und von Graz entstanden, sind noch erheblich dislociert, das jüngere Miocän fällt flach nach Osten ab. Doch kommen lokale Störungen selbst noch in pontischen Schichten vor. Auch die Basalte der Riegersburg sind von jugendlichem Alter (den Congerienschichten und dem Belvedereschotter entsprechend), die Trachytergüsse jungmiocän.

Wenn nun der Ostrand der Zentralzone nicht als ein natürlicher Rand betrachtet werden kann, so schwächt sich doch die Intensität der Faltung deutlich gegen Osten ab, und Loczy zeigte, daß der Untergrund der ungarischen Tiefebene den Charakter einer alten, nur unerheblich gestörten Masse trägt.

Der Drauzug wird jener langgestreckte Gebirgsstreifen genannt, der sich als trennendes Element zwischen Zentralzone und südlichen Kalkalpen vom Sextental bis in die pannonische Ebene verfolgen läßt. Sein Bau ist im ganzen geklärt durch die Arbeiten von Stache, Frech, Teller und Geyer. Im Westen ist eine deutliche Dreigliederung vorhanden. Eine schmale Aufbruchszone kristalliner Gesteine trennt einen nördlichen Streifen, welcher ganz den Charakter eines Faltenstückes der nördlichen Kalkalpen, bei nördlicher Entwicklung der Trias, trägt, die Gailthaler Alpen, von einer südlichen Kette, in der paläozoische Gesteine vom Untersilur an schon in carbonischer Zeit zusammengeschoben und gefaltet erscheinen und eine obercarbonische Decke dem abradierten

Gebirge aufgelagert ist. Die erhaltenen Reste der Trias sind von südalpiner Entwicklung. Schon westlich von Villach verschwindet die kristalline Aufbruchszone; weiter im Osten stoßen nördliche und südliche Zone direkt aneinander, bis weiterhin die kristallinen Aufbrüche und tonalitischen Intrusivmassen von Eisenkappel etc. sich zwischen die beiden Streifen einzwängen. Hieraus ergibt sich eine berechtigte Einteilung in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt (Karawanken).

Während die kristallinen Gesteine das normale Fundament der paläozoischen Gesteine des Südens abgeben, sind sie von der Nordzone durch den Gailbruch scharf geschieden. Die Schichten der Nordkette beginnen im allgemeinen mit permischem Grödner Sandstein; eine interessante Ausnahme bildet das auffällige Auftauchen des Untercarbons mit *Productus giganteus* am Dobratsch (Nötscher Schichten), das sich nach Geyer bei Kötschach wiederholt. Auch nach NW. sind die Gailthaler Triasalpen durch Brüche von der Zentralzone abgesetzt, jedenfalls bis in die Gegend von Lienz; in eingeklemmten Resten läßt sich diese Trias aber bis weit ins Pustertal verfolgen, bis Bruneck.

Weiter im Osten trennt ein Längsbruch den Dobratsch von dem Bleiberger Erzgebirge, wo das bekannte Vorkommen des Muschelmarmors mit *Carnites floridus* sich befindet.

Die obercarbonische Decke der karnischen Hauptkette, in welche devonische Riffkalkmassen klippen- oder inselartig eingreifen, nur von den höchsten Fusulinenhorizonten überlagert, ist besonders im Gebiet des Auernig und der Krone studiert. Bekannt ist der mehrfache Wechsel terrestrischer Bildungen mit marinen Sedimenten vom Alter des russischen Obercarbon — eine an das Donetzgebiet erinnernde Bildung. Noch jüngere Bildungen sind die Trogkofelkalke (hier noch als Permocarbon bezeichnet, einfacher wohl als Perm zu benennen), denen dann Grödner Sandstein, *Bellerophon*-Kalk und die ganze Serie der südalpinen Trias sich anschließen. Im östlichen Abschnitte der Hauptkette ist, wie Frech gezeigt hat, ein Triasstreifen von flacher Lagerung zwischen Brüchen zur Tiefe gegangen, so daß hier am sogen. Savebruch Schlerndolomit hart neben die permische und untertriadische Basis der südlichen Kalkalpen (Triasplatte von Raibl) zu liegen kommt, während im Norden die Triasscholle von den silurischen „Gailthaler Schichten“ begrenzt wird. Im Westen existiert eine derartige tektonische Scheidung nicht; das Paläozoicum der karnischen Alpen zieht ungestört nach Friaul hinein, wo ihm die Triasbildungen aufgelagert sind.

Im Profil von Tarvis ergab sich, daß bis zu den Fusulinenkalken herab volle Konkordanz der Schichten herrscht.

Für die Karawanken, deren Erforschung wir besonders Teller verdanken, ist charakteristisch die Aufbruchszone von Eisenkappel mit ihren Intrusionen, welche Salomon zu dem Randbogen der periadriatischen Massengesteine rechnet, und die wahrscheinlich bis zum Bacher reichen. Die Dreigliederung im Westen ist damit in gewisser Weise wiederhergestellt. Ganz auffallend ist der scharfe Kontrast der Triasbildungen im Norden und Süden dieser Zone, welche sich bis auf $3\frac{1}{2}$ km einander nähern.

Daß der heute an parallelen Längsbrüchen tief eingesunkene Urgebirgsstreifen einstmals als trennender Wall aufragte, so daß im Norden Reingrabener Schiefer, *Cardita*-Schichten etc., im Süden rein südalpine Schichten sich bilden konnten, wird von Teller als wahrscheinlich hingestellt.

Der mesozoische Zug am Nordrande umschließt noch Lias und Jura. Er endigt im Osten mit einem Abbruch und überragt das Senkungsfeld von Windischgräz, in dem innerhalb der tertiären Ausfüllung auch Gosauschichten erscheinen, welche über den Bruchrand greifen, ohne am Aufbau der Karawanken sonst teilzunehmen. Der Einbruch ist also jünger als oberer Jura und älter als die obere Kreide; daß das Triasgebirge sich hier einst fortsetzte, wird durch die Scholle von Oberdollitsch bewiesen. Auch im Becken von Klagenfurt tauchen noch Reste der versenkten Karawankenkette auf.

Die karnische Hauptkette ist in den Ostkarawanken fortgesetzt in den Triaszügen der Kuschota und Uschowa, welche nach Norden über den nördlichen mesozoischen Zug und auch über die Tonalite von Eisenkappel geschoben sind. Weiter im Westen gehören Vignušca und Stou hierher, deren steile Auffaltungen scharf mit dem tafelförmig gebauten Nordrand der Julischen Alpen kontrastieren, obwohl in stratigraphischer Beziehung unverkennbare Verwandtschaft herrscht.

Im Osten liegt zwischen dem Triaszuge der Koschuta und den Steiner Alpen ein weites Gebiet, in dem die paläozoischen Gesteine sich heraufdrängen, durch tiefgreifende Längsstörungen in zahlreiche schmale Bänder zerlegt, tektonisch sehr kompliziert, stratigraphisch aber analog dem Paläozoicum der karnischen Hauptkette. Weithin wird der Südrand dieser Aufbruchszone von der Triasscholle der Steiner Alpen überschoben. Jenseits einer Querstörung läßt sich der tektonische Südrand noch weiter nach Osten verfolgen; hier sind die Andesitmassen des Smrekouc auf ihm zum Ausbruch gekommen, wie aus der Verknüpfung der Laven mit marinen Schichten hervorgeht, zur Untermiocänzeit.

Noch einmal erweitert sich der stark eingeengte Triasstreifen, der als Fortsetzung der karnischen Hauptkette zu gelten hat, zum Triasgebiet von Weitenstein mit seiner schmalen carbonischen Aufbruchswelle, der Weitensteiner Eisenerzformation.

Von Interesse ist die Beziehung zu den Tertiärbildungen am Südabhang. Schon das unteroligocäne Meer drang in die Fjorde ein, welche durch die parallelen Längsbrüche geöffnet wurden, aber bis in die jüngere Miocänzeit haben die Bewegungen des Gebirges fortgedauert. Pliocäne Flußläufe wies Teller noch in 200 m Höhe über dem Niveau der Pak nach. Erst die oberpliocänen Schichten mit *Mastodon arvernensis* (nicht unterpliocän) liegen flach.

Intensiv gestört sind auch die Sotzkaschichten, welche zwischen Bacher- und Weitensteinergebirge einen schmalen Streifen bilden; an manchen Stellen sind sie innig mit klippenartig aufragenden Gosauschichten verfaltet.

Im Gonobitzer Gebirge, dann im isolierten Wotsch findet der Weiten-

steiner Triaszug seine Fortsetzung; die transgredierenden Sotzkaschichten sind auch hier in durch Längsstörungen angelegte Buchten eingedrungen und später mit dem Gebirge verfaltet. Südlich der Hauptzone von Carbon und Trias treten nochmals klippenförmige Schollen des Grundgebirges und des Carbons aus dem Tertiär hervor, welche einer Zone paralleler Längsstörungen angehören, die als Donatibruch bezeichnet wird. Dieser Bruch, der sich weit nach Osten verfolgen läßt, nach Westen in den südlichen Randbruch des Weitensteiner Gebirges verläuft, ist der natürliche Südrand des Drauzugs, welcher unter dem stauenden Einfluß des Bachers hier deutlich nach Süden ausbiegt. Auf diesen Dislokationen brachen zur älteren Miocänzeit andesitische und dacitische Magmen aus, hier treten noch heute Thermen und Säuerlinge an die Oberfläche, sodaß die Bezeichnung „Südsteierische Thermallinie" gut gewählt erscheint.

Für die Intensität, mit der die Gebirgsbewegungen noch in junger Tertiärzeit sich geltend machten, sprechen auch hier am Ostrande die steilen sarmatischen Schichten der Ebene, die Leithakalke auf der Spitze des Donatiberges (833 m) und seine unter 60—80° einfallenden Nulliporenbänke.

Die südliche Kalkzone. Eine Besprechung der für dieses mächtige Gebiet in Betracht kommenden Schichten eröffnet den Abschnitt. Dann wird auf die Bedeutung hingewiesen, welche die Judicarienlinie für seine Abgrenzung besitzt. Mit dieser weit in den Körper der Ostalpen eindringenden Störung erhält die südliche Kalkzone, die bisher nur als schmaler Gürtel das kristalline lombardische Alpengebirge begleitete, eine Verbreiterung, welche die nördliche Kalkzone um ein bedeutendes übertrifft. Es lassen sich aber in diesem Gebiete zwischen Judicarienlinie und dem Einbruch von Laibach mehrere tektonische Elemente unterscheiden, welche sich um den Porphyrschild von Bozen und den Aufbruch der Cima d'Asta gruppieren. Im Westen liegt die judicarische Faltungszone, mit ausgesprochen NNO. streichenden Falten, am Südrand der Cima d'Asta die venezianische Faltungszone, deren Falten und Brüche mehr äquatorial resp. periadriatisch ziehen, bis zum Isonzo. Der Hauptstamm der südlichen Kalkzone, das dritte tektonische Element umfaßt Südtirol, wo die Schichten dem Porphyrschild aufgelagert sind und reicht bis zu den julischen Alpen. Hier überall sind Verwerfungsbrüche maßgebend, weniger ausgesprochene Faltungszüge.

Die judicarische Faltungszone oder das Etschbuchtgebirge ist durch einen regelmäßigen Faltungsbau charakterisiert, der nichts mit Flexuren oder Senkungserscheinungen zu tun hat, obwohl orographisch der Kettentypus nicht so deutlich ist. Judicarien und Val Trompia, das untere Sarcatal mit dem Gardasee, die beiden Ketten des Monte Baldo gehören zu den tektonisch vorgezeichneten landschaftlichen Formen. Überschiebungen, welche nach außen gerichtet sind (nach S. und OSO.), sind häufig. Weiter im Norden, wo Adamello und Cima d'Asta-Massiv sich einander nähern, wird die tektonische Komplikation noch größer. Drei große Ketten beherrschen den Aufbau, die Brenta-Gruppe, der Monte Gazza und der Orto

d'Abramo, welch' letzterer die tektonische Fortsetzung des Monte Baldo ist. In ihm macht sich der Einfluß anders gerichteter Faltung schon deutlich geltend, indem er bei Trient nach Osten umbiegt. Auch der Monte Bastornada bei Rovereto beschreibt einen derartigen Bogen und noch ausgesprochener zeigt sich die Interferenz der beiden Faltungssysteme im Monte Pastello und Pastellette, welcher ganz gegen Osten umbiegt und in der Kniefalte des Corno d'Aquiglio den südlichen Absturz der Lessinischen Berge gegen das veronesische Mittelgebirge bildet.

Der Südrand der Alpen verläuft von Brescia bis Battaglia in ungefähr dinarischer Richtung, als eine natürliche, dem Schichtenstreichen konforme Abgrenzung, aber nach Osten ist ein großer Teil des Gebirges an einer Bruchlinie in die Tiefe gesunken, welche von Battaglia bis Schio nach NW. zurückspringt. Das Dreieck zwischen dem natürlichen Südrand und der Schiolinie ist das veronesisch-vicentinische Mittelgebirge, mit verhältnismäßig einfachem Bau. Die tiefsten Schichten sind die grauen Kalke des Lias. Die Lavaströme des vicentinischen Alttertiärs scheinen von Westen aus den veronesischen Bergen gekommen zu sein.

An seiner Spitze ist das Dreieck zweimal durch Erosion unterbrochen. Das abgelöste Südende sind die Euganeischen Berge, mit der Vulkanruine des Monte Venda und trachytischen Eruptionen, das zweite Stück die Colli Berici mit flach nach Norden abgedachten Schichten. Das Hauptstück des Dreiecks hat sein tektonisches Zentrum im Aufbruch von Recoaro, wo flachgelagerte, eingefaltete Quarzphyllite inmitten einer triadischen und liassischen Umrahmung erscheinen. Die geringe Faltung erklärt Diener damit, daß er die Stelle als Zentrum eines periklinalen Doms auffaßt, entgegen Tornquist, der auf die vollständige Abwesenheit faltender Bewegungen zur Tertiärzeit schloß.

Die Fortsetzung des Triasgebiets von Recoaro liegt im enger zusammengepreßten Tretto, ist aber durch die Schiolinie abgetrennt; nach Süden fällt es in Staffeln ab, der Südrand selbst ist stellenweise nach Süden überkippt. Der Westrand senkt sich allmählich gegen das Val Lagarina und bildet den Sockel des Monte Baldo. Querbrüche, die nach Osten auseinandertreten, zerlegen das Plateau in eine Reihe schmaler, nach Süden divergierender Streifen.

Im Osten schließt sich die niedrige tertiäre Hügellandschaft der Marostica an, deren Nordrand die tektonische Fortsetzung der Überschiebung von San Orso und bis Bassano stark disloziert ist. Über ihr erheben sich die Sette Communi mit einem hohen Steilrand, durch senkrecht stehende oder überkippte Jura- und Kreideschichten gebildet, welche von dem flach muldenförmig nach Norden gesenkten Schichten der ersten Plateaustufe durch einen Bruch getrennt sind. Ein ähnlich gebauter zweiter Steilrand von 600—800 m führt zu einer nördlichen Stufe, deren flache Plateauschichten sich weiter im Norden zu den Spitzen über dem Val Sugana hinaufziehen. Dies letztere folgt einer der wichtigsten Störungslinien des ganzen Gebiets, welche Mojsisovics bis nach Agordo verfolgt hat, die aber vielleicht noch viel weiter östlich in der Tagliamento-Flexur wieder auf-

taucht; charakteristisch ist die Überschiebung des Südrandes der kristallinischen Masse der Cima d'Asta auf mesozoische und känozoische Schichten des Val Sugana. Schon zur Miocänzeit muß eine Tiefenfurche existiert haben, welcher das Meer folgen konnte.

Ehe man, von den Sette Communi absteigend, das Val Sugana erreicht, kreuzt man eine Dislokationslinie, an welcher z. B. am Civaron Miocän zwischen mesozoische Schichten eingeklemmt erscheint. Es ist dies die Bruchlinie von Belluno, welche die venezianische Faltungszone im Norden begrenzt und weiter im Osten von der Isonzolinie abgelöst wird. Auch sie geht östlich in eine nach Süden überkippte Falte oder eine Wechselfläche über. Südlich liegen zunächst die von Tertiär gefüllten Mulden von Belluno und Alpago, vielleicht die Fortsetzung der auf der ersten Stufe der Sette Communi bemerkten Mulde von Asiago, dann erhebt sich das Terrain zu einer großen Antiklinale von flacher Wölbung, den Belluneser Voralpen, die bis an die venezianische Tiefebene herantreten.

Das Porphyrschild von Bozen, welches am Westrande der Etschbucht unter den mesozoischen Gesteinen der Mendel untertaucht, keilt sich nach Norden aus, wie die Profile im Villnöß lehren. An anderen Stellen ist es aber auch tektonisch umschrieben, so am Rand zwischen Lavis und Neumarkt und im Norden an der Ecke gegen die vorliegenden Tonglimmerschiefer. Die phyllitischen Gesteine seiner Unterlage heben sich im Norden von Waidbruck bis Brixen, im Süden in der Aufbruchswelle der Cima d'Asta heraus. Die nördlichen Phyllite sind durch die Brixener Granitmasse von der Zentralzone geschieden und bei Klausen von dioritischen Gesteinen durchzogen, welche WO. streichenden Längsbrüchen folgten. Ihr Alter ist strittig.

Die Region der Cima d'Asta bildet eine nach dem Val Sugana hin überschlagene Falte von Phylliten, in welcher granitische Intrusivmassen stecken. Mit v. Krafft hält Diener am carbonischen Alter des Astagranits fest, da bisher die Beobachtung, daß Kontaktgesteine der Schieferhülle schon im Verrucano vorkommen, nicht widerlegt ist.

Wie die Porphyrplatte im Raschötz das Phyllitgebiet von Klausen überragt, so ist im Süden die Lagorai der Cima d'Asta vorgelagert. Sie trägt die Wasserscheide und die hier entspringenden Flüsse haben das südliche kristallinische Gebiet tief durchschnitten. Nach Norden sinkt die Tafel ab und ist von Sprüngen durchzogen. Hier hat das Flußgebiet des Avisio die bekannten Eruptivstöcke von Predazzo und des Monzoni erschlossen. Die Diskussion über das Alter der Intrusionen ist noch im Gange; Diener nimmt eine vermittelnde Stellung ein, indem er zwar anerkennt, daß die Monzonite jünger sind als die Hauptmasse der Eruptivgesteine aus der Wengener Zeit, aber die Möglichkeit offen läßt, daß sie mit den jüngsten Melaphyr- und Porphyritlaven zusammenhängen. Ihre untere Altersgrenze ist durch den Kontakt mit Kalksteinen der ladinischen Stufe gegeben. Über die angeblich posttriadischen Intrusivgänge in Wengener Schichten, von denen Rothpletz und Ogilvie sprechen, läßt sich ebensowenig etwas Sicheres sagen.

Im Osten taucht der Porphyr allmählich unter mesozoische Sedimente. Wir treten in die Region der „Südtiroler Dolomite", für die das Nebeneinander scharf kontrastierender, vikariierender Faziesgebilde und das Auftreten weit verbreiteter Eruptivmassen bezeichnend sind. Die Rifftheorie wird ausführlich besprochen. Es wird als feststehend anerkannt, daß der Schlerndolomit in Gestalt von Klötzen und Stöcken auftritt, die eine fazielle Vertretung der benachbarten Tuff- und Mergelschichten darstellen, es wird aber auch zugegeben, daß er weiter im Norden (Gröden, Enneberg, Ampezzo) als normales Sediment zwischen Cassianer und Raibler Schichten sich einschiebt, daß er also am Ende der Cassianer Zeit an räumlicher Ausdehnung bedeutend gewann.

Den Ausdruck „Riff" für die stockförmigen Massen hält Diener im ganzen für wohl gerechtfertigt; ob es gerade Korallen waren, denen der Aufbau der Riffe zuzuschreiben ist, ist nicht gesagt, es hat sich aber auch an den rezenten Korallenriffen gezeigt, daß insbesondere Algen mindestens stark beteiligt an ihrer Struktur sind. Der steile Böschungswinkel an der Faziesgrenze, die Übergußschichtung, Block- und Konglomeratstruktur werden mit Mojsisovics als wichtige Analoga mit Riffbauten genannt. Sie entstanden auf höheren Teilen des Meeresbodens; vulkanisches Material füllte allmählich die zwischenliegenden Tiefen aus. In Pausen drang die Riffbildung gegen diese Regionen vor (Roßzahn-Struktur) aber erst nachdem die Ausfüllung beendigt war, vor Eintritt der Raibler Zeit, griff die Dolomitentwicklung in großem Umfange auf jene Regionen der Tuffe und Mergelbildung über.

Die jetzigen Steilabbrüche fallen allerdings nur ausnahmsweise (so am Plattkofel) mit der Böschungsfläche des alten Riffs zusammen; in großartigem Maße hat die Erosion die Massen zerstückelt. Die Isolierung der Kalkmassen durch Torsionssprünge, wie sie die Ogilvie'sche Hypothese annimmt, wird abgelehnt und betont, daß die periklinalen Wölbungen der tieferen Triasschichten zwischen den einzelnen Massiven wohl darauf zurückzuführen sind, daß die gewaltigen Dolomitmassen einen Druck auf die weichere Unterlage ausübten, der Ausweichungsbewegungen erzwingen mußte. Faltungen und Überschiebungen fehlen zwar im südtirolischen Hochlande nicht (Marmolata u. a.), aber in der Regel sind die Spannungen in Verwerfungsbrüchen ausgelöst. Die Linie des Villnöß, von Falzarego, des Antelao sind bekannte Beispiele solcher Sprünge.

Die östliche Fortsetzung des südtirolischen Hochlandes, die Friulaner Alpen, ist bedeutend verschmälert, indem sich der Drauzug zwischen Zentralzone und Kalkalpen einschiebt. Im Norden treten erhebliche Riffmassen unter dem Niveau der Buchensteiner Schichten auf, im Süden von Sappada liegen sie über den Wengener Schichten; bei San Stefano fehlt Schlerndolomit ganz und die sandig-mergelige Fazies (inkl. der *Subbullatus*-Zone) reicht bis an die Basis des Hauptdolomits. Das Gebirge ist von zwei Antiklinalen durchzogen, neigt sich aber als ganzes so stark gegen den Tagliamento, daß hier nur noch Hauptdolomit erschlossen ist (Tagliamento-Flexur). Dann sinkt es in Staffelbrüchen gegen Süden

ab, zur Frattura periadriatica, der Fortsetzung der Belluno-Linie. Ausgeprägte Faltungen sind im wesentlichen auf das schmale Gebiet südlich dieser beiden Störungslinien beschränkt. Die Strukturlinien der Friulaner Alpen setzen durch das Tolmezziner Gebiet bis in die Raibler Alpen fort, sind jedoch im einzelnen noch nicht klargestellt.

Die Triasregion der julischen Alpen ist von der karnischen Hauptkette, wie erwähnt, durch einen scharfen Bruch geschieden, welchem die Täler der Fella oberhalb Pontafel, die oberste Gailitz und die Wurzener Save folgen. In tiefen Durchbruchstälern sind die berühmten Profile von Pontafel und Raibl erschlossen. Über den doleritischen Tuffen von Kaltwasser folgt der erzführende Kalk als Rifffazies der ladinischen Stufe, dann die Fischschiefer und noch höher die Raibler Schichten in der bekannten Gliederung (*Kefersteini*-Schichten, Zwischendolomit, Torer Schichten). Weiter westlich schalten sich an der Basis der Tuffe dem Mendolakalk entsprechende Kalkmassen ein, unterhalb Pontafel wird die Mächtigkeit der Tuffe erheblich reduziert, oberhalb des Aupasattels schieben sich über ihnen Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli* ein, so daß sie hier nur noch der Stufe der Buchensteiner Schichten entsprechen. Weiter im Osten keilen dann die Raibler Schichten als selbständiges Mergelniveau vollständig aus; ein mächtiger Kalkkomplex reicht von den doleritischen Tuffen an bis in das Rhät. Diese Ausbildung greift noch in die Steiner Alpen hinüber.

Die Julischen Alpen sind zwar im Vergleich mit der karnischen Hauptkette ruhig gelagert, aber immerhin von beträchtlichen Störungen durchzogen. Der südliche Abbruch fällt mit der Isonzolinie zusammen, an die von Süden her schon dinarisch streichende Falten und Längsbrüche herantreten. Die Ebene von Laibach, welche durch einen von carbonischen Gesteinen gebildeten Hügelzug in zwei Teile zerfällt, unterbricht als typisches Einbruchsfeld, welches auch häufigen Erdstößen ausgesetzt ist, den Zusammenhang mit dem Osten. Erst jenseits desselben erreichen wir in den Steiner Alpen die Fortsetzung der Julischen. Sie bilden wie diese eine im ganzen starre Schichtentafel, welche aber im Norden sich über die paläozoische Aufbruchszone der Koschuta schiebt, während im Süden entgegengesetzte Faltungstendenz herrscht. Hier sind bei Stein sowohl die Trias wie die tertiäre Vorlage nach Süden überkippt. Im Osten sind sie abgeschnitten durch das Senkungsfeld von Praßberg, dem noch einzelne triadische Schollen entragen. Das Oligocänmeer ist nicht allein in dieses Becken, sondern auch noch in das Innere der Steiner Alpen gedrungen, wie Lipold und Teller im Feistritztal nachwiesen. Seine Ablagerungen treten in so verschiedenen Höhenlagen auf, daß postoligocäne Störungen von mindestens 500 m Sprunghöhe angenommen werden müssen.

Das verkarstete Kalkgebirge der Menina Planina ist von gemischtem Charakter, ist von älteren Faltungen ergriffen, den jüngeren gegenüber aber passiv geblieben und dadurch zum stauenden Hindernis geworden. Ähnliche Rollen wurden dem Bacher, dem Adamello, dem Porphyrschild von Bozen zugeteilt.

Die Ausführungen über das Karstsystem sind kürzer gehalten, geben aber einen ausgezeichneten Überblick über dies große Gebiet, dessen Eigenart und dessen Durchforschung bei uns viel weniger bekannt ist als die der oft besuchten Ostalpen. Durch Krain, Görz und Gradiska, Istrien, Dalmatien, Bosnien, Herzegowina wird überall der Bau beherrscht von NW.—SO. streichenden Falten, deren häufig überschobene Stirnen gegen SW. blicken. Nur in wenigen Gegenden, so in dem Dreieck zwischen Isonzolinie, der Senke von Laibach und einer in SO.-Richtung über Idria geführten Linie, kommt es zu Interferenzen mit der WO.-Richtung des alpinen Typus.

In der Isonzolinie und ihrer östlichen Fortsetzung sind die Gesteine der Julischen Alpen vielfach gegen Süden bewegt und über die Kreideschichten des dinarischen Vorlandes geschoben. Dennoch steht das dinarische System dem südalpinen nicht zusammenhanglos gegenüber, wie sich besonders im Verlauf der tektonischen Linien des Karstes ergibt, welche, deutlich nach Westen und Südwesten umbiegend, im Norden der venetianischen Alpen zusammenlaufen.

In der Richtung des Streichens wird das Gebiet geteilt durch die tektonisch wichtige Linie von Idria, welche von der Isonzostörung an bis über Laas hinaus nach Südosten verfolgt wurde. Bei Idria sind die an dieser Linie erfolgten Störungen durch den Bergbau erschlossen; sie sind durch nachträgliche Faltungen kompliziert, aber nach Kossmat im ganzen auf Schuppenstruktur zurückzuführen. Das Paläozoicum ist durch die Silberschiefer vertreten, dann folgen Werfener Schichten, Dolomite und Dolomitbreccien des Muschelkalks, Wengener Schichten, als *Lommeli*-Schiefer oder als pflanzenführende Skonza-Schiefer entwickelt, Cassianer, Raibler (durch Wechsellagerung mit den Cassianern eng verbunden) und Hauptdolomit. Kreidegesteine sind meist an Verwerfungen geknüpft, ohne Zusammenhang, das Eocän durch Diskordanz von der oberen Kreide getrennt. Die Quecksilbererze sind Imprägnationen besonders der Skonza-Schichten.

Östlich der Bruchlinie von Idria liegt das Plateau und Hügelland von Innerkrain, dessen Falten in gleicher Richtung nach Südwestkroatien fortsetzen, zum überwiegenden Teil ein Triasland mit paläozoischen Aufbrüchen (marines Untercarbon nordwestlich von Lagus, Obercarbon von Ričica im Velebitgebirge, obercarbone Floren von Tergove).

Gegen das Tiefland der Save endigt das System mit einem Steilabbruch. Weder lassen sich die Gesteine des Karsts darüber hinaus verfolgen, noch tritt marines Tertiär in das Karstgebiet ein, das zur Miocänzeit Festland war.

Im Südwesten der Linie von Idria herrschen Kreide- und Eocängesteine. Besonders in den Hochplateaus des Kreidekalks, mehr als in Innerkrain, kommt es zur Entwicklung der sogen. „Karstphänomene", der Poljen, Dolinen, unterirdischen Flußläufe etc. Ältere Bildungen (graue Kalke des Lias, Vigilio-Oolithe des Jura, Tithon als Plassenkalk) treten nur längs der Hauptwasserscheide der Hochgebirgsstufe auf. Auf der

Grenze zwischen Kreide und Eocän tritt weithin eine Unterbrechung der marinen Serie ein; die limnischen und brackischen Liburnischen Schichten können aber auch durch echt marine Kalke vertreten sein (kroatischer Karst).

Für die Tektonik des österreichischen Küstenlandes ist die Ausbildung von drei, den Gewölbefalten des Kreidekalks entsprechenden Stufen mit vorlagernden Flyschmulden maßgebend. Die innerste, die Hochkarst-Stufe, erhebt sich noch von 1500—1800 m; sie umfaßt den Tarnowaner Wald, Birnbaumplateau, Nanos, Piuka Planina. Die zweite Stufe bildet der Triestiner Karst und Tschitschenboden (1000—1400 m), mit den sie einschließenden Eocänmulden die Hauptfaltungszone des Karsts. Die dritte Stufe ist das flachgewölbte südistrische Karstland (300—450 m), Istria rossa, mit einer weit verbreiteten Decke von Terra rossa.

Die beiden letzten Stufen und ihre Mulden fanden ihre Fortsetzung auch auf dem Lande, das jetzt mit dem Adriatischen Meere versenkt liegt. Seine Reste, die Inseln und Halbinseln Dalmatiens, sind aus dem dinarischen Karstlande herausgeschnittene Stücke. Der Einbruch des Landes mag z. T. schon in die Miocänzeit fallen, da Tellini auf Pianosa und den Tremiti-Inseln marines Miocän und Pliocän nachwies, aber vollendet wurde er erst in pleistocäner Zeit. Der Zusammenhang des küstenländischen Karsts mit der venezianischen Faltungszone wird durch den Monte Matajur hergestellt. Diener nimmt aber nicht an, daß die Südalpen deswegen als ein Glied der „Dinariden" anzusehen und vom Stamm der Ostalpen abzutrennen sind (Suess), sondern äußert sich dahin, daß die dinarischen Falten aus den Südalpen hervorgehen, daß sie einen selbständig gewordenen Zweig derselben darstellen.

Für die Fortsetzung der Leitlinien des Karsts nach Dalmatien wird besonders auf Kerner's Untersuchungen (Profil des Kerkatals, Küstengebiet von Tráu) Bezug genommen, für Süddalmatien folgt Diener den sorgfältigen Studien von Bukowski. Erwähnt sei die Stärke der gegen die Adria gerichteten Überschiebungen bei Tráu, wo es zur Ausbildung von Deckschollen gekommen ist. Durch SW. gerichtete Überschiebungen bewirkte Schuppenstruktur ist auch der tektonische Grundzug in dem Gebirgsbau von Süddalmatien.

Die letzten Abschnitte bringen das Resümee des Verf.'s über die Fälle der vorgetragenen Einzelheiten, den Versuch, sie zu einer „Geologischen Geschichte der Ostalpen" und einer Darstellung „der Struktur der Ostalpen" zu benutzen, unter großen Gesichtspunkten zu vereinigen.

Die paläozoische Geschichte ist noch stark in Dunkel gehüllt, zumal im Westen die Altersbestimmung der Kalkphyllite große Schwierigkeiten macht. Immerhin kann man schließen, daß die Hauptmasse der Alpen während der Silur- und Devonzeit ein Festland war, das aus dem Gebiet des heutigen Mittelmeeres über Sardinien bis nach Mitteldeutschland reichte. Während der Zeit des Mittelcarbons trat eine starke Faltung ein, im Obercarbon eine Senkung, jedoch stellte der überwiegende Teil der ostalpinen Zentralzone eine über das Meer ragende Bodenschwelle dar. Die Abtragung des variscischen Gebirges in den Ostalpen lieferte das Material

für die Anhäufung der Trümmergesteine des Obercarbons und Perms. Die ältere Permzeit ist überall Kontinentalepoche, durch intensive Abtragung und gewaltige Porphyreruptionen gekennzeichnet. Erst gegen den Schluß kommt es zu marinen Eingriffen. Vom Westen, aus der Nordschweiz, kam das Meer, welches den Schwazer Kalk, das Äquivalent des Röthidolomits (nach anderer Auffassung Trias), ablagerte, einem südlichen Meere gehören die *Bellerophon*-Kalke an. Die Transgression des Grödner Sandsteins wird als terrestrische bezeichnet, als eine kontinentale Wüstenbildung. Die Trogkofelschichten und die Uggowitzer Breccie werden als Permocarbon aufgeführt; jedenfalls bezeichnen sie das Vordringen eines Meeres, welches jünger als das typische Obercarbon ist. (Das Vorkommen indischer Formen sowohl im Trogkofelkalk wie im *Bellerophon*-Kalk läßt den Schluß zu, daß beide randliche Oszillationen eines und desselben Meeresbeckens darstellen.)

Da Fusulinenkalke als Gerölle im Verrucano des Sextentals seit langer Zeit bekannt sind, so ist beider Entstehung offenbar durch einen längeren Zeitraum getrennt, es ist aber nicht gesagt, daß dieser die ganze Zeit des unteren Perms umspannt. Mit der Triasepoche beginnt eine Phase entschiedenen Vordringens des Meeres; die Raibler Schichten, die offenbar eine Phase der Rekurrenz anzeigen, ermöglichen nun eine Rekonstruktion der damaligen Küsten. Im Norden lag als Festland das böhmische Massiv mit dem nach Südwesten sich erstreckenden vindelicischen Landrücken, der in der Gegend von Vaduz mit entsprechenden Teilen der Westalpen verschmolz. Seinen Rand bezeichnen die *Cardita*-Schichten und Lunzer Sandsteine. Im Süden der Ostalpen ist festes Land im Gebiet der Poebene und der nördlichen Adria zu vermuten, welches die Ausbildung der triadischen Schichten um Recoaro beeinflußte. Einzelne vulkanische Aufschüttungen der ladinischen Zeit erreichten ebenfalls den Meeresspiegel und wurden von Pflanzen besiedelt. Es muß aber auch eine Scheide zwischen den Bildungsräumen der Raibler Schichten im Norden und Süden angenommen werden. Im Drauzug, wo beide Entwicklungen einander am nächsten rücken, deutet der eingesunkene Urgebirgsstreifen eine solche an. Die Zentralzone war wohl stets von Meeresstraßen durchsetzt (Münstertaler Alpen, Brenner), aber sie dürfte ein Inselgebirge dargestellt haben, welches im Norden und Süden von Riffen begleitet war. Zur Zeit des Hauptdolomits allerdings sank diese Insel und wurde unter einem Deckgebirge begraben, von dem uns heute nur noch in Depressionen und Brüchen gelagerte Schollen erhalten sind.

Die gewaltige, rasche Ablagerung der Hauptdolomite und Dachsteinkalke hat dazu geführt, daß einzelne Plateaus der Meeresoberfläche sehr nahe rückten und dann über sie erhoben wurden. Sie wurden dann erodiert und überzogen sich mit Terra rossa; in den Ausfurchungen kleben die Absätze des erneut vorgedrungenen Liasmeeres, für dessen Umgrenzung dieselben Momente maßgebend bleiben wie in der Trias. Nur scheint es sich in den Ostalpen vertieft zu haben, da Adnether, Allgäuer Schichten u. a. Absätze in beträchtlicher Tiefe sein müssen. Im oberen Jura erreicht die

Tiefe des Meeres ihr Maximum; es verschwindet das im Süden der Alpen gelegene Festland, und im Norden, wo das vindelicische Gebirge schon längst überflutet war, dringt das Meer jetzt auch noch über den Südrand des böhmischen Festlandmassivs.

Aus allem geht hervor, daß in den Ostalpen nicht nur rein pelagische Sedimente (im engeren Sinne), sondern solche sehr verschiedener Meerestiefen abgesetzt wurden. Auch ist sehr häufig eine auffallende Lückenhaftigkeit zu konstatieren, indem die meisten Glieder rein lokal, ohne regelmäßige Verbindung mit benachbarten Schichten, auftreten. Die Gründe sind noch nicht hinreichend bekannt; Meeresströmungen, Behinderung organischen Lebens und der Kalkanhäufung sind jedenfalls eher dafür verantwortlich zu machen als tatsächliche Unterbrechungen der Meeresbedeckung, obwohl auch Beispiele echter, wenn auch beschränkter Transgressionen (z. B. Tithon auf Vigilioschichten bei Cles, nach Vacek) angeführt werden können.

Tektonische Bewegungen während der Trias- und Jurazeit sind z. B. von Bittner in den niederösterreichischen Voralpen nachgewiesen; die Bildung der nordalpinen Hauptstörungen zog sich offenbar durch lange Zeiten hin. Auch einigen südtirolischen Brüchen kommt ein höheres Alter zu. Derartige Störungen müssen die Sedimentation beeinflußt und geändert haben, aber auch sie haben die Kontinuität der Meeresbedeckung nicht zu unterbrechen vermocht.

Erst die Grenze zwischen unterer und oberer Kreide ist ein wichtiger Abschnitt in der Geschichte der Ostalpen. Durch gebirgsbildende Bewegungen wurden die nördliche Kalkzone, die Zentralzone, der Drauzug, wahrscheinlich auch der Hauptstamm der südlichen Kalkzone über den Meeresspiegel erhoben; sie traten in eine Festlandsperiode ein, während der ein entschiedenes Relief und mehrere Quertäler der Nordalpen sich ausbildeten. Im Cenoman beginnt das Meer wieder vorzudringen, eine größere Ingression erfolgte dann am Ende der Turonzeit. Aus der Flyschzone griff das Meer in Buchten und Kanälen tief in das Land, ebenso von SO. in die Zentralzone; es entstanden die Gosauschichten, welche den verschiedensten, damals schon bloßgelegten Gesteinen aufgesetzt sind.

Vor Beginn des Tertiärs hatte sich das Meer wieder aus dem Bereich der nördlichen Kalkalpen und der Zentralzone zurückgezogen und auch das adriatische Festland trat aus dem Meere hervor. Dann setzt eine neue Transgression ein, die teils der eocänen, teils (und wohl in größerem Umfange) der oligocänen Zeit zufällt. Die Wege des Eindringens sind andere als die des obercretaceischen Meeres; besonders ist der östliche Hauptstamm der südlichen Kalkalpen infolge großer Schollensenkungen davon betroffen.

In die Wende der Oligocän- und Miocänzeit fällt jene Faltungsphase, der man früher die gesamte Aufrichtung der Alpen zuschrieb, die jedenfalls durch Vereinigung einzelner Abschnitte zu einem einheitlichen Gebirge die wichtigste für das heutige Bild ist. Die Bewegungen dauerten noch während der Miocänzeit fort, so in Oberbayern und am Außenrande

der südlichen Kalkzone. Es handelt sich auch nicht nur um Angliederung je einer neuen Zone im Norden und Süden des Gebirges, sondern auch die älteren Teile der Alpen wurden mit davon betroffen. Aufrichtung der Gosauschichten, Rhätikonüberschiebung etc. weisen auf diese Zeit hin. Auch die Höhe der Zentralzone wäre kaum zu erklären, wenn sie nicht noch in dieser Zeit weiter aufgestaut wäre.

Während der Miocänzeit erlischt die Faltung schon an vielen Stellen, besonders im Norden, während auf der Südseite die Bewegungen noch lange nicht zur Ruhe kommen. Selbst in dem Festlandgebiet des Karstes sind limnische Schichten miocänen Alters steil aufgerichtet. Auf der Südseite vollzog sich auch in der Quartärzeit noch ein tektonisches Ereignis von großer Bedeutung — der Einbruch der Adria.

Die Ostalpen sind wiederholt aufgebaut, zusammengebrochen, eingeebnet und wieder aufgebaut. Es wechseln längere Zeiträume relativer Ruhe mit kürzeren Epochen der Aufrichtung. Dabei haben die einzelnen Teile des Gebirges ihre eigene, selbständige Geschichte, und erst am Ende der älteren Tertiärzeit werden sie zu engerer Einheit zusammengefügt. Stark ist auch die Gegensätzlichkeit der Nord- und Südalpen in bezug auf vulkanische Ausbrüche, die innerhalb des Bogens der Judicarienlinie seit der Carbonzeit in die geologische Geschichte eingriffen. „Es deutet darauf hin, daß in den Südalpen zeitweilig neben einer Zusammenstauung der Gesteinsmassen lokal auch eine Zerreißung der Schichten durch Senkung stattfand, so daß den Laven der Tiefe ein Weg zur Oberfläche geöffnet wurde."

Das Schlußkapitel über die Struktur der Ostalpen weist zunächst den Leser nochmals auf die großen Züge des alpinen Landes, ihre Zusammenhänge einerseits, ihre selbständige Geschichte anderseits hin. Dann geht Diener zur Diskussion der letzten Fragen über, die sich erheben, zu den Fragen nach dem Grunde dieses Baues. Die durch Suess gegebenen Erklärungen haben durch das feste Ineinandergreifen aller vorgebrachten Einzelheiten und durch die Größe des von ihnen gedeckten Feldes uns alle beeinflußt. Wenn der Verf. sich hier in ganz fundamentalen Punkten auf anderen Boden stellt, so tritt doch sichtlich auch das Bestreben hervor, das alte Lehrgebäude möglichst zu schonen, nicht nur aus berechtigter Pietät, sondern auch, weil vorläufig kein besseres an seine Stelle gesetzt werden kann. Wollen wir seine Meinung in eine kurze Formel kleiden, so lautet diese: Die Ostalpen der jetzigen Form (und auch die Westalpen) sind entstanden durch Zusammenschub zwischen zwei starren Massen, von denen die im Norden liegende als böhmisches Festland bekannt ist, während die südliche im zerstörten adriatischen Festland vermutet werden kann. Ein einseitiger Schub aus Süden, wie ihn Suess annahm, wird den Verhältnissen nicht mehr gerecht, welche durch fortschreitende Aufnahmen im Süden, Osten und in der Zentralzone klargelegt wurden. Man muß die Alpen zu den homöomorphen Gebirgen rechnen, dagegen ergibt der Vergleich der im Norden und Süden auf die Zentralzone folgenden Elemente, daß man sie nicht als symmetrisch gebaut bezeichnen darf. Ein Gegen-

satz von Außenrand und Innenrand existiert nicht, denn der Innenrand der Alpen westlich Venetiens wird zum Außenrand der abgezweigten dinarischen Ketten im Osten. Diese sind nicht durch eine südwärts gerichtete Bewegung abgetrennt, denn es fehlt jene Region der Zerrung, die man auf der Grenze zu dem angeblich nordwärts bewegten Hauptstamm erwarten durfte. „Hier sind überall nur Anzeichen des Zusammenschubs vorhanden, selbst dort, wo das Aufquellen der Eruptivmassen des periadriatischen Randbogens die Entstehung eines gewaltigen Risses, einer Schramme im Antlitz des Planeten verrät."

Die letzte Ursache der Faltenbildung wird sich vorläufig nicht mit Sicherheit entscheiden lassen. Gilt es unter den vorgebrachten Hypothesen eine Auswahl zu treffen, so befriedigt die Kontraktionstheorie noch am meisten. **E. Koken.**

W. Kilian: Sur les phases de plissement des zones intra-alpines françaises. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **137**. (1903. 2.) 621—622.)

In den delphino-provençalischen Alpen finden sich Andeutungen von vormiocänen Dislokationen in der Existenz von liassischen und eogenen Breccien. Die jüngeren Bewegungen, von denen sie betroffen wurden, sind folgende:

a) Bildung von gegen den Außenrand des Gebirges gerichteten, geschuppten oder liegenden Falten, die, besonders zwischen Mercantour- und Pelvoux-Massiv, von zahlreichen Überschiebungen begleitet werden und mancherwärts in ihrem Vorland eine deutliche Schuppenstruktur erzeugt haben.

Da diese Faltungen den Eocän- und Oligocänflysch betroffen haben und dieser über Gebiete geschoben ist, in deren äußersten Teilen gefaltetes Miocän vorkommt, so müssen sie der zweiten Hälfte des Neogens angehören. Aber schon vor diesen haben intensive Bewegungen stattgefunden; denn die obermiocänen Konglomerate im subalpinen Gebiet führen Gerölle der inneralpinen Zonen, z. B. Pelvoux-Granit, Triasquarzit, Variolit. Diese Gesteine lagen also damals schon an der Oberfläche. Es folgt daraus übrigens weiter noch, daß jene Dislokationen sich nicht nur in der Tiefe vollzogen, sondern auch die Oberfläche erreicht haben.

b) Eine neue Phase des Zusammenschubes faltete die vorher gebildeten liegenden Falten und aus solchen hervorgegangenen Decken. (Dieselben sind durch die Erosion zum großen Teil entfernt.)

c) Darauf trat durch das Sinken der piemontesischen Region Rückfaltung ein. Diese Art „Stoß ins Leere" brachte sekundäre, gegen Italien gerichtete Falten hervor, wie sie östlich von Modane, Briançon, Château-Queyras und Maurin, sowie namentlich in den Wurzelgebieten der Liasschubmasse des Mont Jovet und der „vierten Schuppe des Briançonnais" vorkommen, welch letztere beiden vor ihren Wurzeln durch die Erosion getrennt sind. Diese Rückfalten unterscheiden sich von den westwärts gerichteten liegenden Falten der ersten Phase (a) durch den Mangel an

bedeutenden Überschiebungen und ihre andere Richtung. Erst unter dem Einfluß dieser letzten Bewegungen haben die französischen Alpen ihre charakteristische unsymmetrische Fächerstruktur erhalten. Diese erscheint heute nicht mehr als etwas Unnormales, da auch in diesen Teilen der Alpen die eigentlichen gebirgsbildenden Kräfte von der Innenseite des Gebirges gegen außen gewirkt haben. **Otto Wilckens.**

E. Haug: Sur les racines de quelques nappes de charriage des Alpes occidentales. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **137.** (1903. 2.) 1307—1308.)

In den „subalpinen Ketten" und der „ersten alpinen Zone" Lory's stehen die vorhandenen Überschiebungsdecken in direktem Zusammenhang mit ihren Wurzeln. Über die Beziehungen der übrigen Decken zu ihren Wurzelgebieten hat Verf. folgende Ansichten:

Die „Zone der Aiguilles d'Arves und des Val Ferret" (zweite alpine Zone Lory's) ist im Rücken des Mt. Blanc-, Pelvoux- und Mercantour-Massivs sehr verschmälert. Zwischen Mercantour und Pelvoux ist sie dagegen über die erste Zone hinübergeschoben und auch zwischen Pelvoux und Mt. Blanc scheint sie ihr ganzes Vorland überdeckt zu haben. Die Masse von Sulens besteht wenigstens aus drei übereinanderliegenden Decken. Da die mittlere derselben eocäne Breccien enthält, die mit solchen der Tarentaise übereinstimmen, so nehmen Verf. und Lugeon an, daß die Wurzeln der Sulens-Decken in der Aiguilles d'Arves-Zone zu suchen sind. Der übergeschobene Außenrand dieser Zone findet sich östlich der Rhone in der Lizerne- und der Diablerets-Falte wieder. Die ganzen Schweizer Kalkalpen sowie das Aar- und Gotthardmassiv sind nur die Verzweigungen des Faltenbündels der Aiguilles d'Arves und des Val Ferret.

Die mittlere Sulens-Decke entspricht der inneren Zone der Voralpen, die untere wird durch Cephalopodenneocom und einen Malm charakterisiert, der demjenigen der savoyischen Kalkhochalpen ähnelt. Ihr Äquivalent ist die zwischen Morcles-Bündel und Diablerets-Decke eingeschaltete Cephalopodenneocom-Schuppe von Cheville. Die Wurzel der inneren Voralpen-Zone liegt im Wallis auf der rechten Seite der Rhone, die Wurzel der mittleren Sulens-Decke muß weiter nach außen liegen, und zwar im Faltenbündel des Mt. Blanc. Die Neocomschuppe von Cheville, das Mt. Blanc-Massiv und die Wurzel der unteren Sulens-Decke nehmen in bezug auf die Zone der savoyischen Hochalpen (im NW.) und die Zone der Aiguilles d'Arves (im SO.) genau dieselbe Lage ein. **Otto Wilckens**

W. Kilian: Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **137.** (1903. 2.) 502—504.)

Verf. untersucht, inwieweit sich die von Lugeon unterschiedenen tektonischen Zonen der Schweizer Alpen auch in den französischen Alpen nachweisen lassen, und kommt zu folgenden Resultaten:

1. Autochthon sind größtenteils die subalpinen Ketten Savoyens und des Dauphiné mit ihren Faltenverwerfungen und ihren „zögernden" Falten. Daß sie wurzeln, geht aus dem allmählichen Übergang ihrer Fazies in die der benachbarten außeralpinen Gebiete, sowie aus der Beschaffenheit ihrer klastischen Sedimente aus der Tertiärzeit hervor. Diese autochthone Zone geht südwärts bis in die See-Voralpen (Préalpes maritimes) der Gegend nordwestlich von Grasse und Nizza. Zu ihr gehören auch die kristallinen Massive der Aiguilles Rouges, der Belledonne und von La Mure.

2. Decken mit äußerer Wurzel.

a) Ein erstes Faltenbündel (Morcles-, Diablerets-Falte usw.) findet seine Fortsetzung im Südende des Mt. Blanc-Massivs und im Mt. Joly. Diese Falten sind nördlich von Albertville über die Belledonne-Zone hinübergeschoben. Zu ihrer südlichen Fortsetzung gehören die Isoklinalzone von Petit-Coeur, Col de la Madeleine, und die kristallinen Kerne von Rocheray, den Grandes Rousses und des Pelvoux. Wahrscheinlich gehört auch die Zone des Gapençais dazu, die sich südostwärts gegen das Mercantour-Massiv zu krümmt.

b) Ein zweites Faltenbündel — das der Glarner Decken Lugeon's — wurzelt südöstlich vom Mt. Blanc im Val Ferret. Es setzt sich in Frankreich in der Zone Chapieux—Cormet d'Arèches—Moûtiers fort und deren Fortsetzung ist die Zone der Aiguilles d'Arves (Flyschzone). Zwischen dem Col de la Seigne und dem Lautaret stellt diese Zone ein einfaches Bündel isoklinaler Falten dar, südlich des Pelvoux aber treten darin mächtige Überschiebungen auf, die im Embrunais und in der Ubaye ihr Maximum erreichen und das Bündel a teilweise bedecken. Dann läuft die Zone östlich des Mercantour und nimmt wieder die isoklinale Schuppenstruktur an.

c) Ein drittes Faltenbündel, das der inneren Voralpen, zieht in der Gegend des Kleinen St. Bernhard durch. Er umfaßt die westliche Seite des carbonischen Fächers des Briançonnais, ferner isoklinale und z. T. geschuppte Falten am Westabfall des Mte. Jovet, von Salins-Moûtiers usw. Südlich der Guisane zeigen sich in ihm übereinandergetürmte Decken. Die einfache isoklinale Struktur erscheint nordöstlich von Meyronnes und Larche wieder. Diesem Bündel müssen auch die Klippen von Sulens und Les Annes zugerechnet werden.

3. Die großen liegenden Falten der Simplongegend müssen ihre Fortsetzung in Frankreich östlich der carbonen Zone finden, d. h. in einem Gebiet, wo die Faltung etc. infolge von jüngerer Rückfaltung nach Osten gerichtet ist. Hierher gehören wohl die Schiefer des Jovet-Gipfels und Termier's „vierte Schuppe" des Briançonnais. Ihre Wurzel ist am Westrand der Glanzschieferzone zu suchen.

4. Von Decken mit innerer Wurzel ist in den französischen Alpen nichts bekannt. Die Deckenbildung hat in den französischen Alpen überhaupt nicht einen solchen Umfang erreicht wie in der Schweiz oder gar östlich des Rheins.

Otto Wilckens.

W. Kilian: Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnais. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 1903.)

Die Untersuchung der delphino-provençalischen Alpen hat den Verf. zu folgenden Resultaten geführt:

Es gibt alle Übergänge zwischen normalen Falten, Faltenverwerfungen, isoklinaler Schuppenstruktur, liegenden Falten und Überschiebungsdecken. Letztere stellen das Extrem in dieser Kette dar, deren Glieder man zuweilen entlang einer und derselben Achse verfolgen kann.

Die Überschiebungsdecken sind nicht vor der Hauptfaltung gebildet. Es lassen sich Spuren eines anfänglichen Stadiums der Bildung von Aufwölbungen in solchen Gebieten nachweisen, die später von Faltenverwerfungen und andern mit den Überschiebungen gleichzeitig erfolgten tektonischen Vorgängen betroffen sind.

Die alten kristallinen Massive haben die horizontale Ausdehnung der Decken beschränkt. Beispiele: Keine Überschiebungen westlich des Belledonne-Massivs, dagegen große Überfaltungsdecken zwischen Pelvoux- und Mercantour-Massiv; Auftreten der Klippen von Sulens und Les Annes zwischen Belledonne- und Mt. Blanc-Massiv. Die Massive sind von den liegenden Falten gestürmt (escaladé) und haben diese durch die Erhöhung verhindert, in Depressionen zu gelangen, wo die Erosion sie verschont haben würde. Die Gebiete isoklinaler Schuppenstruktur stellen häufig die Wurzelregionen liegender und überschobener Falten dar, besonders hinter kristallinen Massiven, die eine Erhebung der Falten veranlaßt haben.

Alle Schubmassen und jede Schuppenbildung sind (von unbedeutenden Erscheinungen in den äußersten Ketten abgesehen) von liegenden, gegen den Außenrand des Gebirges gerichteten Falten herzuleiten.

Diejenigen Falten, die, im östlichen Teil des Fächers der delphino-provençalischen Alpen gelegen, gegen den Innenrand des Gebirges gerichtet sind, zeigen keine Überschiebungen oder Auswalzungen und sind weniger scharf als die westlichen.

Oben auf dem Fächer, den Verf. als ein größtenteils noch mit seiner Sedimentbedeckung bekleidetes Zentralmassiv betrachtet, kommen Schichtpakete vor (Lias am Mt. Jovet, Termier's „vierte Schuppe" des Briançonnais), deren Wurzeln in dem Gebiet der heute ostwärts gerichteten Falten zu suchen sind.

Die größten in diesem Teile der Alpen nachgewiesenen Überschiebungen erreichen nicht mehr als 35—40 km Ausmaß.

Otto Wilckens.

M. Lugeon et E. Argand: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 140. (1905. 1.) 1364—1367.)

In der großen kristallinen Zone des Monte Rosa und des Piemont läßt sich zwischen Bonneval und dem Tessiner Massiv das Vorhandensein

von sieben übereinanderliegenden Überfaltungsdecken nachweisen. Dieselben sind mehr oder weniger verzweigt und sämtlich gegen Norden übergelegt. Die Decken dieser 200 km langen und bis zu 90 km breiten Zone sind von oben nach unten folgende:

VII. Decke der Dent Blanche. Eine gewaltige, in ihrer ganzen Größe auf einer mesozoischen Unterlage schwimmende Klippe. Eine ihrer Stirnverzweigungen ist in Form einer tauchenden Gneisantiklinale bei Gignod erhalten.

VI. Die Decke des Mt. Mary (Mari) — Mte. Emilius wird von der vorigen auf eine weite Strecke durch die schmale, vielfach ausgequetschte mesozoische Mulde von Roysan getrennt. Im oberen Val Tournanche unter Decke VII vollständig ausgequetscht, wächst sie nach SW. schnell an Breite. Im Tälchen von St. Marcel bildet sie eine prachtvolle Überschiebung über den Grünsteinen der mesozoischen Unterlage. Die Gneismasse des Mte. Emilius steht mit ihrer Wurzel (Gneis von Sesia-Val di Lanzo) durch die verschiedenen analogen Bildungen des Kammes Punta-Glacier-Rafré in Verbindung. Sie erreicht die Dora Baltea bei Isogne. Zu dieser Decke gehört die Klippe von Pillonet auf dem Kamm zwischen Val Tournanche und Challant-Tal.

Das große Fenster von Châtillon-Zermatt liegt zwischen der tauchenden Mt. Mary-Masse, der Mte. Emilius-Überschiebung und den Wurzeln dieser Decke (Sesia-Gneis). Es tritt im Osten zu der Mulde von Alagna in Beziehung, die die Decken VI und V trennt. Bei Arceza (Challant-Tal) erscheint unter den mesozoischen Bildungen dieses Fensters der Gneis der

Decke V. Decke des Mte. Rosa-Gran Paradiso. Daß diese beiden Massive unterirdisch zusammenhängen, wird allem Anschein nach durch diesen Gneis von Arceza angezeigt. Der Gneis des Mte. Rosa schwimmt an seinem Nordostende auf der Mulde des oberen Zwischbergen-, Bognanco- und Antrona-Tales. Die Faltenachsen steigen gegen NO. an, daher ist die Mte. Rosa-Decke jenseits dieser Mulde durch die Erosion gänzlich abgetragen. Im Furgen-Tal erscheint in einem kleinen Fenster in dieser Decke das Mesozoicum. Die Wurzel, die in kontinuierlicher Verbindung mit der Decke steht, hängt über Bannio mit dem Tessiner Gneis zusammen. Sie ist lokal nach SO. übergelegt. Der Gran Paradiso spielt dieselbe tektonische Rolle wie der Mte. Rosa, er muß als Rückenschild (carapace) einer großen, noch begrabenen Decke aufgefaßt werden.

Die mesozoische Zone, die von Aosta über den Col de Fenêtre, Evolena, Brunegghorn, Zermatt, Saas und den Weißmies läuft, besteht aus verschiedenen tektonischen Elementen, denn sie bildet einerseits die Unterlage der Decke VII, anderseits umhüllt sie die Stirnfalte der Decke V, dient dieser weiterhin als Unterlage und trennt sie schließlich von

Decke IV, der Decke des Gr. St. Bernhard. Diese steigt vom Col de Rhême nach N. auf und bildet die große liegende Antiklinale der Walliser Casanna-Schiefer, die an ihrem Ostende auf einer schmalen Mulde schwimmt, unter der der Gneis des Mte. Leone (Decke III) folgt.

Zwischen Dent Blanche- und Mte. Rosa-Decke schiebt sich die zur

Decke IV gehörende Mischabel-Masse und ganz entsprechend zwischen Mte. Emilius- und Gran Paradiso-Decke die Valsavaranche-Masse.

Novarese faßte die letztere als gegen Süden über den Gran Paradiso gelegte Antiklinale auf, die Verf. betrachten sie als einen Teil der Decke IV und wie die Mischabel-Masse als gegen die Außenseite des Gebirges gelegte falsche Synklinale.

Der Gneis von Zwischbergen gehört zu dieser Decke, ebenso das kleine Massiv von Canneghera bei Domo d'Ossola.

Die Decken III, II und I sind die des Mte. Leone, Lebendun und von Antigorio. Sie bilden die Simplonmasse. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon et E. Argand: Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **140.** (1905. 1.) 1491—1493.)

Zwischen der Dent Blanche und dem Tessiner Massiv lassen sich sieben übereinanderliegende Überfaltungsdecken nachweisen (vergl. das vorhergehende Ref.). Dadurch wird die kolossale Mächtigkeit der kristallinen Massen verständlich und die Alpen erweisen sich mehr und mehr als Deckenland. Nach der Tiefe zu kennt man keine Grenze dieser imposanten Erscheinung. Unter der mesozoischen Synklinale, die die Antigorio-Gneis-Decke trägt, erscheint bei Crodo eine Gneismasse, die wahrscheinlich der Rückenpanzer einer tieferen Decke ist. Der im Simplontunnel unter dem Antigorio-Gneis angetroffene Gneis ist damit vielleicht identisch, vielleicht gehört er aber zu einer noch tieferen Falte.

Die Decken zeigen eine transversale Einsattelung, deren tiefste Stelle etwa dem Lauf des Buthier zwischen Gignod und Aosta entspricht. Nach SW. und NO. steigen die Faltenachsen an. Daher kommen im Osten immer tiefere Decken an die Oberfläche. Im Tessiner Massiv befindet man sich in der gemeinsamen Wurzel der Decken, hinter den Synklinalscharnieren, von denen nur sporadische Reste auftreten. In der entgegengesetzten Richtung erreicht die Achse ein Höhenmaximum in der Masse des Gran Paradiso. Die beiden Gruppen Mte. Rosa-Mischabelhörner und Gran Paradiso-Valsavaranche-Masse liegen symmetrisch zur Einsattelung und spielen die gleiche Rolle in der Tektonik. In der Einsattelung blieben die höheren Decken am besten erhalten. Die Erscheinung erinnert ganz an die in dem Raume zwischen Mt. Blanc- und Aarmassiv.

Die Rolle der hercynischen Massive als Widerstände ist deutlich wahrnehmbar. Die Stirnteile der Decken suchen gegen die Oberfläche anzusteigen, um das Hindernis zu übersteigen (Ganter-Gneis), ebenso entstehen durch den Druck gegen die alten Massive nach Süden überliegende Falten, die als zurückprallende Wellen zu betrachten sind.

Der Widerstand der alten Horste und vielleicht dazu die Absenkung der Po-Ebene rufen oft eine Neigung der aufrechtstehenden Wurzeln gegen Süden oder der Deckenbildung folgende Faltungen hervor.

Otto Wilckens.

E. Haug et M. Lugeon: Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **139**. 1904. 4 p.)

Bekanntlich hat die Parallelisierung der Hallstätter Kalke mit der normalen triadischen Schichtfolge der nördlichen Kalkalpen stets große Schwierigkeiten bereitet. Dieser Umstand im Verein mit der Erkenntnis, daß die aus dem Studium der Schweizer Alpen gewonnene Überschiebungstheorie auf den ganzen Nordrand des Gebirges ausgedehnt werden muß, veranlaßte die Verf. zu einer Reise in die Umgegend von Hallstatt, um festzustellen, ob der von dort beschriebene brüske Fazieswechsel nicht auf Deckenbau beruhte. In der Tat kommen sie zu dem Resultat, daß es in diesem Teil der nördlichen Kalkalpen vier übereinanderliegende Decken mit eigener Trias- und Liasfazies gibt. Die Täler haben dieselben mehr oder weniger tief angeschnitten, und durch Fenster in den höheren werden die tieferen Decken sichtbar.

Die erste oder Decke der bayrischen Alpen ruht wahrscheinlich auf helvetischen Falten. Man sieht sie nur am Osterhorn, wo sie von Hauptdolomit, Plattenkalk, Rhät, rotem Adnether Kalk, Fleckenmergel nebst Radiolarienschichten und Kalken des Malm aufgebaut wird. Bei Hallein wird das Tithon vom Neocom des Schrambaches und Roßfeldes überdeckt. Die Gosau-Schichten liegen dann diskordant über diesen verschiedenen Stufen des Mesozoicums.

Die zweite oder Salzdecke besteht aus Werfener Schichten, Zlambachmergeln, Rhät, Lias und Gosau-Schichten, die oft direkt über den Werfener Schichten liegen. Daß diese Decke sich in anormaler Überlagerung über der ersteren befindet, läßt sich an mehreren Lokalitäten beobachten.

Die dritte oder Decke der Hallstätter Kalke ist ziemlich unzusammenhängend, so daß die vierte Decke vielfach direkt auf der zweiten liegt. Oft besteht sie nur aus Hallstätter Kalk, anderwärts liegt über diesem noch mächtiges Tithon. Für die Selbständigkeit dieser Decke spricht eine ganze Reihe von Profilen, so die Überlagerung von Zlambachschichten durch Hallstätter Kalk bei Aussee, die Auflagerung auf Gosau-Schichten. In vielen Fällen liegen allerdings die Hallstätter Kalke auf Werfener Schichten oder dem Salzgebirge.

Die vierte oder Dachsteindecke besitzt eine von der unteren beträchtlich abweichende Fazies. Ihr gehören an: *Cardita*-Schichten der unteren ladinischen Stufe, Dachsteinkalke, lokal Kössener Schichten, Lias in der Ausbildung des Brachiopodenkalkes (Hierlatzkalk). Das Tithon ist koralligen und deutlich transgressiv (Untersberg).

Diese oberste Decke bildet große, durch die Erosion zerstückelte und rings mit jähen Wänden abfallende Plateaus. Am Fuß dieser Wände erscheinen die Gesteine der tieferen Decken. Mojsisovics hat das lokale Auftreten der Hallstätter Kalke in mehreren großen Depressionen richtig erkannt. Er nannte sie Lagunen; aber in Wirklichkeit sind es Fenster in der obersten Decke. Ebensowenig sind die Gosau-Schichten in Fjorden

abgelagert. Sie gehören bald zur ersten, bald zur zweiten Decke und erscheinen in den Fenstern der höheren Decken.

Das ganze Salzkammergut ist von Verwerfungen wie zerhackt. Dieselben sind jünger als die Überschiebungen.

Bemerkenswert ist die fazielle Übereinstimmung der untersten Decke mit der Gailtalzone. Die Hallstätter Kalke, der untere Muschelkalk der Schreyer Alm und die Hierlatz-Schichten finden dagegen ihre Analoga in den Dinariden. **Otto Wilckens.**

E. Greppin: Zur Kenntnis des geologischen Profils am Hörnli bei Grenzach. (Verh. Nat. Ges. Basel. **18.** Heft 2. 8 p. 1 Taf.)

Die in der Umgebung von Basel konstatierten Verwerfungen haben die Tendenz, die Flexur, mit der der Tafeljura zur oberrheinischen Tiefebene absinkt, schiefwinkelig zu durchscheiden. Eine solche Verwerfung hat Verf. auch in dem Profil entdeckt, das bei sehr niedrigem Wasserstande auf beiden Ufern des Rheins am Hörnli bei Grenzach beobachtet werden kann. Alle Schichten stehen hier steil aufgerichtet. Auf dem rechten Rheinufer stößt das obere Rauracien, das normale Liegende des Oligocäns, an Lias, auf der linken Seite Oligocän an Lias. Wichtig ist dies Profil besonders auch deshalb, weil es die Altersbestimmung der bekannten pflanzenführenden Schichten des Keupers an der „Neuen Welt" bei Basel erlaubt. Die Schichtenfolge von der letztgenannten Lokalität findet sich — allerdings ohne die Pflanzen — am Hörnli wieder. Sie ruht hier auf Keupergips und liegt nicht weniger als 73 m über *Trigonodus*-Dolomit. Die Keuperflora von der „Neuen Welt" kann somit nur dem Schilfsandstein, nicht der Lettenkohle angehören. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Sur la coupe géologique du massif du Simplon. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **134.** (1902. 1.) 726—727.)

Die Profile von Schardt und Gollier und Schmidt zeigen im Simplon nach N. und nach S. gerichtete Falten, die nur durch einen Schub aus zwei Richtungen zu erklären sein würden. Wie es aber in Wirklichkeit keine Glarner Doppelfalte gibt, so müssen auch diese Erscheinungen anders gedeutet werden. Die Achsen der großen liegenden Falten des Simplons steigen ostwärts an. Der Gneis des Mte. Leone findet im Osten sein Ende über beträchtlichen Glanzschiefermassen. Es handelt sich bei ihm und dem Ofenhorngneis um den vorderen Teil einer aus Süden kommenden Antiklinale, deren Wurzel im Gneisband Seehorn—Crevola zu suchen ist. Die Gneisklippen der Cistella sind den Klippen des Hausstock und der Sardona in den Glarner Alpen zu vergleichen.

Die Tessiner Gneismasse ist der Ursprungsort großer, nordwärts gerichteter, übereinandergehäufter Falten. Solche finden sich auch östlich vom Simplon im Tambo- und Suretta-Massiv. Nach Westen läßt sich das gleiche Phänomen auf Grundlage der bis jetzt vorhandenen geologischen

Karten noch nicht verfolgen, obwohl es sicher auch dort vorhanden sein muß. Zweifellos muß man den Mte. Rosa als Rückenpanzer einer großen liegenden Falte auffassen, deren Stirnscharnier eingegraben und deren Mittelschenkel in der Tiefe verborgen ist. **Otto Wilckens.**

H. Schardt: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon. (Eclog. geol. helv. 8. 1904. 173—200. 1 Taf. 10 Fig.)

Ein Teil der Abhandlung gibt eine durch Profile verdeutlichte historische Übersicht über die verschiedenen Auffassungen des Simplonprofils. Schon Studer kannte die anormale Auflagerung von Gneis auf jüngeren Sedimenten am Hälsenhorn und an der Cistella. Gerlach stellte fest, daß der Antigorio-Gneis eine gewaltige liegende Falte bildet und spricht von einer Überschiebung mit 10 km Ausmaß. Dieser wichtigen Tatsache, der Überdeckung jüngerer Gesteine durch Antigorio-Gneis, tragen die späteren Profile von Renevier, Lory, Heim (1878) und Renevier, Lory, Heim, Taramelli (1882) keine Rechnung, ebensowenig das von Schardt 1890, das später vergrößert als „offizielles" Profil für den Tunnelbau galt, obwohl Verf. sich im Jahre 1893 von den andersartigen Lagerungsverhältnissen des Antigorio-Gneises überzeugt hatte. Mit Schardt's Profil von 1894 ist man dann im Prinzip etwa wieder so weit wie Gerlach 1869. Dasjenige Traverso's (1895) bedeutet dagegen wieder einen Rückschritt. C. Schmidt's Profil von 1901 zeigt gegen S. und gegen N. gerichtete Antiklinalen und erst Lugeon's (übrigens recht schematisches) Profil zeigt mehrere übereinanderliegende Überfaltungsdecken, die, von S. kommend, mit ihren Stirnteilen gegen N. abwärts tauchen.

Der zweite Teil beschäftigt sich mit der Stratigraphie und Tektonik des Simplons nach den Beobachtungen des Verf.'s, der als offizieller Tunnelgeologe die Arbeiten am Simplontunnel Schritt für Schritt verfolgt hat. Außer den Glanzschiefern, die bis nahe an den nordwestlichen Tunneleingang Belemniten führen, hat kein Gestein Fossilien geliefert; und die Altersbestimmung der Schichten gestaltet sich um so schwieriger, als die Gesteine stark verändert sind, wobei noch solche verschiedenen Ursprungs gegenwärtig einen sehr ähnlichen Anblick gewähren können. Die Glanzschiefer samt den Kalkschiefern und grauen, häufig granatführenden Glimmerschiefern sind sicher jurassisch (Lias, Dogger). Die Trias wird durch dolomitische Kalke, Gips, Anhydrit und grünliche Schiefer repräsentiert, wozu manchmal noch Quarzit tritt. Älter sind Glimmer- und Hornblendeschiefer und die verschiedenen Gneisarten wie der Augengneis des Mte. Leone und der Granitgneis von Antigorio.

Der Schlüssel für die Tektonik des Simplon ist die Existenz einer von Kalk- und Granatglimmerschiefern und Grünschiefern gebildete Synklinale am Stickelgrat, deren gegen Süden gerichtetes Scharnier höher liegt als die nordwärts gerichtete Öffnung. Nach Analogie dieser Synklinale müssen auch die anderen Kalkschiefer- und Dolomitmassen, die zwischen

den Gneisen liegen, als südwärts geschlossene Mulden zwischen nordwärts in die Tiefe stoßenden Antiklinalen aufgefaßt werden.

Folgende Zonen lassen sich im Tunnelgebiet von N. nach S. unterscheiden.

1. Zone der Glanzschiefer.

2. Triadische Zone mit einer Scholle von eigenartigem, wahrscheinlich aus einer Arkose hervorgegangenen Gneis.

3. Ganter-Gneis.

4. Zone der dolomitischen Kalke und Kalkschiefer. Sie bildet den Kern der Mte. Leone-Mulde.

5. Zone des Mte. Leone mit einer, allem Anschein nach jüngeren Gruppe kristalliner Schiefer und dem sogen. Mte. Leone-Gneis. Zwischen dem Gneis treten falsche Antiklinalen von mesozoischen Gesteinen auf, durch die die Wurzellosigkeit der Mte. Leone-Gneismasse bewiesen wird.

6. Das Kalkband des Lago d'Avino.

7. Gneis- und Glimmerschiefer desselben.

8. Graue Kalke und Kalkglimmerschiefer der Arête de Vallé.

9. Vallé-Gneis (Gerlach's „Lebendun-Gneis").

10. Kalke und Kalkschiefer von Vallé-Ciamporino.

11. „Geröllgneis" mit dem Aussehen eines metamorphen Konglomerates, was er aber in Wahrheit nicht sein dürfte. Er bildet eine Aufwölbung des normalen Untergrundes der autochthonen Glanzschiefer.

12. Glanzschiefer und dolomitische Kalke.

13. Antigorio-Gneis.

Das der Abhandlung beigegebene Profil zeigt die Lage dieser Zonen zueinander und das tektonische Bild des Simplons nach der Beschaffenheit an der Oberfläche und im Tunnel. Verf. glaubt, daß mit der Tektonik des Simplons im Prinzip identisch ist diejenige der Tessiner und Bündner Alpen einerseits, der Walliser Alpen bis zum Combin anderseits. Lugeon's Vermutung, daß die Kuppe des Mte. Rosa der Rückenpanzer einer großen liegenden Falte sei, ist für den Verf. eine Gewißheit.

Auf die Einzelheiten der Polemik des Verf.'s gegen C. Schmidt kann das Referat nicht eingehen. **Otto Wilckens.**

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Aug. F. Foerste: The ordovician-silurian contact in the Ripley Island Area of southern Indiana, with notes on the age of the Cincinnati geanticline. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 1904. 321.)

Nach einigen Bemerkungen über das Alter der Cincinnati-Falte beschreibt Verf. genau die Grenzschichten zwischen Unter- und Obersilur mit ihren teilweise reichen Faunen. **Drevermann.**

Gertrude L. Elles: Some Graptolite Zones in the Arenig Rocks of Wales. (Geol. Mag. 1904. 199.)

Verf. unterscheidet in den Arenig-Schichten des tiefen Untersilur drei Graptolithenhorizonte, welche durch drei Arten von *Didymograptus, extensus, hirundo* und *bifidus* charakterisiert werden. Außer Graptolithen fanden sich einige Trilobiten und wenig andere Fossilien. **Drevermann.**

Devonische Formation.

Whitman Cross: A new devonian formation in Colorado. (Am. Journ. Sc. 4. XVIII. 245.)

Ein Horizont von sandig-schieferigen und kalkigen Gesteinen, der Fischreste geliefert hat, wird als Elbert-Formation bezeichnet; sein Alter ist oberdevonisch. **Drevermann.**

A. J. Jukes-Browne: The devonian limestone of Lummaton Hill near Torquay. (Proceed. of the Geol. Association. 19. 291. 1906.)

Die ausgedehnten Kalkbrüche von Lummaton Hill unweit des genannten Seebades in Süd-Devonshire sind schon lange als Fundstelle der reichen, von Davidson und Whidborne beschriebenen „Lummaton-Fauna" bekannt. *Stringocephalus Burtini, Rhynchonella cuboides* und viele andere Brachiopoden, Korallen, Stromatoporen, Crinoiden, Trilobiten u. a. kommen hier in Menge, wenngleich — ähnlich wie in den kontinentalen Kalken des oberen Mittel- und unteren Oberdevon — im allgemeinen nur nesterweise vor.

Das rings von permischen Ablagerungen umgebene Kalkvorkommen ist bisher immer als eine einheitliche Masse betrachtet worden; Verf. zeigt indes, daß an seiner Zusammensetzung mindestens drei verschiedene Arten von Kalk beteiligt sind. Außer einem geschichteten rötlichen Kalkstein nämlich, der nur im Trumland-Bruche, im SO. des Kalkhügels ansteht, lassen sich noch zwei weitere, mehr oder weniger massige, hellgraue Kalke unterscheiden: ein ganz überwiegend aus Stromatoporen bestehender, und ein anderer, der gewöhnlich als Korallenkalk bezeichnet wird, sich aber fast nur aus Trümmern von Crinoiden und Brachiopoden aufbaut, während Korallen sehr zurücktreten. Verf. nennt ihn daher „Muschelkalk" (shelly limestone) und deutet ihn als Ablagerung einer mäßig tiefen See, deren Boden — wie vielfach noch heute — weithin mit geschlossenen Crinoiden-Ansiedelungen bedeckt war, zwischen denen ästig verzweigte Favositen wuchsen, an welchen, ebenso wie an den Crinoiden, zahlreiche Brachiopoden lebten. An einigen Stellen ist dieser Kalk — wie Verf. meint, unter dem Einfluß des Perm-Meeres — in Dolomit umgewandelt worden.

Verf. hebt noch hervor, daß der Stromatoporenkalk, in dem meterlange Stromatoporen keine Seltenheit sind, hiermit aus England zum ersten Male beschrieben wird, ganz im Gegensatz zum Kontinent, wo die große Verbreitung solcher Kalke im jüngeren Devon schon lange bekannt sei.

Kayser.

Kreideformation.

A. Strahan: Abnormal section of chloritic marl at Mupe Bay, Dorset. (Geol. Mag. 1901. 319—321.)

Bei Mupe Bay ist nicht Upper Greensand, wie Verf. in seiner „Geology of the Isle of Purbeck and Weymouth" angegeben, sondern Chloritic Marl mit *Holaster subglobosus* var. *alta* und *Echinoconus castanea* entwickelt; letztere ist gegen den Gault verworfen. **Joh. Böhm.**

W. Friedberg: Die Foraminiferen der Inoceramenschichten aus der Umgebung von Rzeszów und Debica. (Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Krakau. Math.-naturw. Kl. 1901. 459—464. Taf. 22.)

Verf. führt aus den Ropianka-(Inoceramen-)Schichten der Umgebung von Rzeszów und Debica 106 Foraminiferen auf, unter denen *Miliolina gramen, M. tenuis, Dendrophyra discreta, Ammodiscus angustus, Trochammina bifasciata, Tr. mirabilis, Tr. variegata, Tr. simplex, Lagena apiculata* nov. var. *tetracarinata* und *Polymorphina irregularis* neu sind. Er tritt gegenüber Grzybowski (dies. Jahrb. 1903. II. -152-) für das cretaceische Alter der Inoceramenschichten wenigstens für diese Gegend ein. Es besteht eine sehr große Ähnlichkeit mit den Formen aus dem oberbayrischen Senon. Die Foraminiferen sind bei ihrer weiten vertikalen Verbreitung nicht für die Altersfeststellung von Schichten geeignet.

Friedberg weist auf den Zusammenhang zwischen der chemischen Zusammensetzung des Gesteins und dem Material der darin gefundenen Foraminiferenschalen hin. Wenn das Gestein kein Calciumcarbonat enthält, herrschen die kieseligen Formen vor, wenn aber diese Verbindung im Gestein vertreten ist, so sind die kalkschaligen Gattungen vorherrschend. Da die Foraminiferen das Material zu ihren Schalen teils aus dem Wasser, teils aus dem in ihm suspendierten Material entnehmen, so ist der Zusammenhang zwischen den Sedimenten und der in ihnen enthaltenen Fauna natürlich. **Joh. Böhm.**

W. D. Lang: The zone of *Hoplites interruptus* (Bruguière) at Black Ven, Charmouth. (Geol. Mag. (5.) 1. 1904. 124—131. 4 Textfig.)

Zwischen Lyme Regis und Charmouth und an der Klippe Black Ven wird der Lias (Zone des *Liparoceras capricornu*) diskordant von dem Selbornian überlagert. Auf der Grenze liegen Quarz- und Hornsteingerölle, die kein zusammenhängendes Lager bilden, darüber fast schwarzer Lehm, der nach oben hin sandig und heller wird. Diese Schichten gehören mit 38' Mächtigkeit der Zone des *Hoplites interruptus* an, ihre tiefsten Lagen vielleicht mit ca. 8' noch der des *Acanthoceras mamillatum*. Darüber folgen gelbe Sande mit Knollen, sogen. „Cowstones", die mit den „Foxmould"-Sanden (ca. 80') der Zone der *Schlönbachia rostrata* Sow. zuzuweisen sind.

Joh. Böhm.

Paläontologie.

Faunen.

J. Pethö: Die Kreide-(Hypersenon-)Fauna des Peterwardeiner (Péterváradu) Gebirges (Fruska Gora). (Palaeontographica. 52. 1906. S. 57—336. Taf. 5—26 und 10 Textfig.)

Diese nach dem Tode ihres Autors von Herrn Prof. L. von Lóczy herausgegebene und von Herrn Prof. Anton Koch mit geschichtlichen Notizen eingeleitete Abhandlung ist bis auf den die Schlußfolgerungen enthaltenden Teil von Pethö fertig gestellt worden.

Das Peterwardeiner Gebirge zieht sich zwischen Donau und Save im Nordteil des Komitates Sriem (Szerém) auf eine Erstreckung von 100 km hin. Es wird nach A. Koch durch einen Faltensattel der jüngeren azoischen kristallinischen Schiefer gebildet, auf den sich nach Norden und Süden jüngere Bildungen legen und zwar wahrscheinlich untere Trias, Kreide, Oberoligocän und Leitha-Kalk und -Mergel. Die Kreide ist durch eine mächtige Schichtenreihe vertreten, in der Sandsteine, dunkelgraue Ton- und Mergelschiefer eine hervorragende Rolle spielen und zwischen welche weitziehende Serpentin- und Trachytlager eingezwängt vorkommen. Diese Zone beginnt in der westlichen Hälfte des Gebirges, in der Gegend von Szoilós, zieht am nördlichen Abhang gegen Osten weiter, allmählich an Breite zunehmend und höher hinaufreichend, erreicht zwischen Rakovac und Vrdnik den Gebirgskamm und tritt dann, denselben bildend, auch auf den südlichen Abhang hinüber, um zwischen Karlowitz und Kloster Görgeteg, in einer bloß 5 km breiten Ausdehnung, unter das bedeutend tiefer liegende Lößterrain zu versinken. Die Zone setzt sich unter der Lößdecke gegen Osten bis Kerésedin hin fort. Im Čerevićer Bach — das Profil ist heute verwachsen — unterschied A. Koch 27 Schichtenglieder, von denen die ersten zwei dem Tertiär angehören, die letzten dem Glimmerschiefer. Es ist wahrscheinlich, daß mehrere Schichten sich infolge Verwerfung wiederholen, doch läßt sich das nicht mit Sicherheit nachweisen. Die Schichten 7 und 9 haben nun den größten Anteil an der Fauna geliefert und zwar 127 Arten, von denen 24 beiden Schichten gemeinsam sind. 6 Arten kommen auch in den tieferen Schichten vor. Was die Erhaltung der Fossilien an-

geht, so erschwerte der fest den Schalen anhaftende Mergel das Präparieren außerordentlich.

Die Cephalopoden lagen in 7 Exemplaren vor: *Pachydiscus supremus* n. sp., *Sonneratia čereviciana* n. sp., *Ammonites* sp. und *Baculites* aff. *vagina* Forbes. Verf. vermutet, daß *Pachydiscus supremus* mit einer der von Stoliczka als *Ammonites ootacodensis* beschriebenen Form und *Pachydiscus fresvillensis* Seunes ident ist.

Die Gastropoden bilden mit 69 Arten fast die Hälfte aller Weichtiere; sie sind nahezu sämtlich neu.

Die Trochiden sind durch *Phasianella sericata* n. sp., *Turbo (? Collonia) Lenzi* n. sp., *Astralium densiporcatum* n. sp., *A. undatocoronatum* n. sp. und *A. Hofmanni* n. sp., *Tectus szerémensis, Ziziphinus Schafhäutli* n. sp., *Eutrochus Neumayri* n. sp. und *Gibbula Pilari* n. sp. vertreten.

Die Familie der Neritiden ist einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Mit den Gattungen *Nerita* s. str. und *Otostoma* werden die von Zittel in sein Handbuch der Paläontologie aufgenommenen Gattungen Pethö's *Lissochilus* und *Oncochilus* definiert und die ihnen zufallenden Arten aufgeführt. Die bisher ebenfalls dazu gestellte Gattung *Dejanira* wird vom Verf. in die Nähe der Familie der Auriculiden und Amphiboliden verwiesen. Die beiden erstgenannten Genera sind durch *Nerita gemmata* n. sp. und *Otostoma divaricata* d'Orb. vertreten. Die Neritinen ist Verf. geneigt, in 2 Sektionen, die dickschaligen einerseits und die dünnschaligen anderseits, zu zerlegen, in die dann die wünschenswert erscheinenden Subgenera und Untersektionen oder Formgruppen einzuordnen sein würden. Typische Neritinen kommen schon in der Kreide vor, die aus dem Jura als Neritinen beschriebenen Arten und die aus der unteren Kreide sind dagegen richtiger in die Subgenera *Oncochilus* und *Lissochilus* einzureihen. In der Čerevićer-Fauna wird *Neritina* durch *N. Lóczyana* n. sp. und *Neritina* n. sp. ind. repräsentiert.

Die Solariiden sind durch *S. cyclospirum* n. sp., die Scalariden durch *Scalaria* cf. *subturbinata* d'Orb. und *Scalaria* sp. ind., die Turritellidae durch *Torcula bicorrolata* n. sp., *T. Eichwaldiana* Goldf., *T. sulcatocarinata* n. sp., *T. dispassa* Stol., *Turritella Telegdiana* n. sp., *T. szerémensis* n. sp., *T.* aff. *disjuncta* Zell., *T. interpositа* n. sp., *Zaria quadricincta* Goldf., *Z.* cf. *ventricosa* Forbes, *Turrispira* n. sect. *fallax* n. sp., die Vermetidae durch *Vermetus (? Vermiculus) tricarinatus* n. sp., *V. (V.)* cf. *anguis* Forbes sp. und *Laxispira distincta* n. sp. vertreten.

An Naticiden hat der Fundort *Amauropsis fruscagorensis* n. sp., *Natica plesio-lyrata* n. sp., *N. provideata* n. sp., *N. uberiformis* n. sp. und *Gyrodes Kochi* n. sp., an Pyramidelliden *Obeliscus insolitus* n. sp., an Melaniden *Pyrgulifera* cf. *acinosa* Zitt. geliefert. Dazu kommt ferner ? *Nerinea* sp. ind.

Von Cerithidae werden *C. liberorum* n. sp., *C. Vigolinum* Vidal, *C. trilinum* n. sp., *C. detrectatum* n. sp., *C.* cf. *carnaticum* Stol., *C. regens* n. sp. und *Potamides Semseyanus* n. sp. aufgeführt.

Die Aporrhaiden sind durch *Aporrhais crepidatus* n. sp., *A. machaerophorus* n. sp., *A. minuta* n. sp., die Strombidae durch *Rostellaria subtilis* n. sp., *? Hippocrene* sp. ind. und eine *Pterodonta*-Art vertreten.

Den Beschluß machen die Cypraeiden mit *Cypraea Zsigmondyana* n. sp. und *C.* cf. *carnatica* Stol., die Bucciniden mit *Pseudoliva Zitteli* n. sp. und *P. praecursor* n. sp., die Fusidae mit *Fusus Schlosseri* n. sp., *F. delicatus* n. sp., *F. conjecturalis* n. sp. und *Fusus* sp., *Cantharus Hantkeni* n. sp., die Volutiden mit *Voluta (Volutilithes) occulte-plicata* n. sp., *V. (V.) septemcostata* Forbes, *V. (Volutocorbis) exornata* n. sp., *Turricula monilifera* n. sp., die Pleurotomiden mit *Pleurotoma hypersenonica* n. sp., *Pl. deperdita* n. sp., *Pl. orba* n. sp. und die Actaeoniden mit *Actaeonella inflata* n. sp.

Die Lamellibranchiaten sind durch folgende Arten vertreten: *Ostrea ungulata* Schloth., *O. subarcotensis* n. sp., *Gryphaea vesicularis* Lam., *G. čerevićiana* n. sp., *G. semicoronata* n. sp., *Exogyra ostracina* Lam., *Plicatula* cf. *multicostata* Forb., *Spondylus spinosus* Sow. n. var. *hungarica*, *Lima szilyana* n. sp., *L. selectissima* n. sp., *L. Brusinai* n. sp., *L.* aff. *Pichleri* Zitt., *L.* cf. *consobrina* d'Orb., *L.* aff. *Althi* Favre, *Pecten Krenneri* n. sp., *P. vertebratus* n. sp., *P. széremensis* n. sp., *P. Palassoui* Leym., *P.* aff. *sublaminosus* Favre, *Neithea Faujasi* Pict. et Camp., *N. quadricostata* (d'Orb.) Drouet, *N. Böckhi* n. sp., *N. almusana* n. sp., *N.* aff. *striata-costata* Goldf., *Gervillia (Dalliconcha) orientalis* n. sp., *Inoceramus Cripsianus* Mant., *Perna čerevićiana* n. sp., *Modiola typica* Forb. und *M. flagellifera* Forb., *Septifer variabilis* n. sp., 2 *Pinna*-Arten, *Arca syrmica* n. sp., *Trigonarca Szabói* n. sp., *Pectunculus hungaricus* n. sp., *P.* aff. *subplanulatus* Stol., *Limopsis nummiformis* n. sp., *L. Vilmae* n. sp., *Leda* cf. *obtusata* Stol., *Trigonia spinulosa-costata* n. sp., *Astarte (Eriphyla) subplanissima*, *A. (? E.) granum Math.* sp., *Crassatella Zitteliana* Stol., *C. slavonica* n. sp., *Chama Töröki* n. sp. (= *Ch. callosa* Nötl.), *Pironaea polystylus Pirona*, *Hippurites* sp., *Radiolites* aff. *crateriformis* Desm., *Sphaerulites solutus* n. sp., welche Art auf 2 Tafeln aufs sorgfältigste abgebildet wird, *Sphaerulites* sp., *Lucina proboscidea* n. sp., *Cardium quadricristatum* n. sp., *C. Duclouxi* Vidal, *C. pseudo-productum* n. sp., *C. ĉerevićianum* n. sp., *C.* cf. *asperum* Mstr., *Cyprina arcuata* n. sp., *Petricola hippuritarum* n. sp., *Tapes transerta* n. sp., *T. flagellifera* n. sp., *Cytherea Kochi* n. sp., *Cyprimeria Haueri* n. sp., *C. elliptica*, *Tellina* cf. *Stoliczkai* Zitt., *T. circinalis* Duj., *Gari praecursor* n. sp., *G. diversisignata* n. sp., *Panopaea mermera* n. sp., *Pholadomya* cf. *Elisabethae* Moesch, *Anatina cymbula* n. sp. und *Corbula* sp.

Von Brachiopoden fanden sich *Crania ignabergensis* Retzius, *Rhynchonella plicatis* Sow. n. var. *syrmiensis*, *Rh.* cf. *Mantelliana* Sow., *Terebratula carnea* Sow., *T. semiglobosa* Sow., *T.* aff. *biplicata* × *semiglobosa* Sow. und *? Kingena* n. sp. ind. **Joh. Böhm.**

Mensch.

Marcelin Boule: L'origine des éo thes. (L'Anthropologie. 16. Paris 1905. 257—267. 15 Fig.)

Bereits im Jahre 1867 hat Abbé Bourgeois im Tertiär (Oligocän) von Thenay Feuersteine gefunden, welche angeblich vom Menschen bearbeitet waren. Solche Funde wurden später auch im Miocän von Otta in Portugal und im Pliocän bei Aurillac gemacht. In jüngster Zeit häuften sich solche Funde und zahlreiche Forscher halten jetzt den Beweis für erbracht, daß die im Pleistocän von England, Belgien, Norddeutschland, Frankreich und Ägypten gesammelten „Eolithen" wirklich vom Menschen benutzt worden seien und so ihre jetzige Gestalt und die Bruchränder erhalten hätten.

Verf. hat nun seit langem schon die Ansicht vertreten, daß die Existenz des Menschen im Tertiär und im älteren Pleistocän niemals durch solche vermeintliche Werkzeuge, sondern ausschließlich durch osteologische Funde bewiesen werden könne, und daß die Silex durch natürliche Vorgänge, nämlich durch Anprallen an Widerstände beim Transport in rascher Strömung zu „Eolithen" werden könnten.

Letztere Vermutung hat sich nun auch glänzend bestätigt, denn in der Zementfabrik von Mantes (Seine et Oise) entstehen in den Schlämmapparaten der Kreide an den Silexknollen wie beim Transport in Wildwassern nicht selten Retouchen, so daß man in kurzer Zeit eine Menge typischer „Eolithen" auflesen kann, ja manche Stücke gleichen sogar paläolithischen Werkzeugen. Die abgebildeten Proben sind sehr gute Beispiele hiervon. Es fehlen auch keineswegs die bei Steinwerkzeugen für so wichtig gehaltenen Schlagmarken.

Natürlich ist hiermit noch nicht der Beweis erbracht, daß Eolithen nicht doch auch durch den Menschen erzeugt werden könnten, aber es sollte doch zur Vorsicht mahnen, jeden Eolithen auf menschliche Tätigkeit zurückzuführen und also auch von einem Menschen des Tertiärs zu sprechen lediglich auf Grund des Vorkommens von Eolithen. Daß der Industrie des Chelléen eine noch primitivere im Tertiär vorausgegangen sein dürfte, ist in hohem Grade wahrscheinlich, wie ja auch vom paläontologischen Standpunkt die Annahme eines Tertiärmenschen viele Berechtigung hat, aber es ist keineswegs ausgeschlossen, daß der Mensch früher in einem anderen Erdteil gelebt hat und erst im Pleistocän plötzlich in Europa erschienen ist. Unter keinen Umständen sind jedoch Eolithe ein Beweis für die Anwesenheit des Menschen.

Ref. braucht wohl nicht eigens zu bemerken, daß er den Standpunkt des Verf. für den allein richtigen hält. **M. Schlosser.**

W. Branco: Die fraglichen fossilen menschlichen Fußspuren im Sandstein von Warnambol, Victoria, und andere angebliche Spuren des fossilen Menschen in Australien. (Zeitschr. f. Ethnologie. 1905. 162—172. 2 Fig.)

In dem Sandstein von Warnambole hat man Eindrücke gefunden, die so aussehen, als ob hier die Gesäße und die Füße zweier sitzenden Menschen abgeformt wären, auch kommen dort außerdem Fußspuren vor, die man teils dem Menschen, teils dem Dingo zuschreibt; an einer Stelle im Flußbett fand man auch Spuren von Dingo, Känguruh und Emu. Eine genaue Prüfung ergibt jedoch, daß die Deutung der Gesäßeindrücke nicht berechtigt ist, und die Fußspuren haben eine Lage und Form, die weder bei der Hocker- noch auch bei der Sitzstellung möglich ist. Die Fußspuren selbst sind freilich menschlichen sehr ähnlich, allein sie gestatten doch keinen sicheren Schluß. Das Alter des Sandsteins wird bald als Miocän, bald als Pleistocän angegeben; er ist jedenfalls marinen Ursprungs, seine Mächtigkeit beträgt 60 m. Nach Gregory müßte der Mensch, der diese Fußspur hinterlassen hätte, beschuht gewesen sein.

Der älteste Fund eines Steinbeils wurde in Australien im Jahre 1887 gemacht, in dem Alluvium der Bodalla Farm in 14′ Tiefe. Jetzt kennt man eine Anzahl weiterer Funde. Im Jahre 1889 fand man eine Knochennadel, ein Steinbeil und Feuersteinspäne in einer marinen Schicht, 200′ über dem Meeresspiegel, und Krefft will sogar in der Wellingtonknochenhöhle einen fossilen Menschenzahn gefunden haben. Endlich fand man eine versteinerte, mit zweifellosen Einschnitten versehene Rippe von *Nototherium*, so daß man allerdings einen pleistocänen Menschen für Australien annehmen könnte. Es fragt sich aber, ob nicht doch auch die ausgestorbenen Säugetiere Australiens noch bis in das Alluvium gelebt haben.

M. Schlosser.

Albrecht Penck: Die alpinen Eiszeitbildungen und der prähistorische Mensch. (Archiv f. Anthropologie. **15**. 78—89.)

Das Alpengebiet gestattet zwar eine genaue Gliederung des Pleistocän, aber es gibt keinen Aufschluß über Chronologie der Industrien des prähistorischen Menschen, weil dieser hier erst spät nach der letzten Vergletscherung erscheint und seine ältesten Stationen hier bereits der neolithischen Zeit angehören. Sie sind sogar jünger als das Daun-Stadium. Dagegen kennen wir Stationen des paläolithischen Menschen innerhalb des Gebietes der Jungmoränen — Schussenried, Thayingen, Schweizersbild und aus der Gegend von Genf — Veyrier und Les Hottaux bei Culoz im Rhône-Tal. Sie entsprechen dem Bühl-Stadium und gehören dem Magdalénien, der Renntierzeit, an. Noch etwas älter ist die Station vom Kesslerloch, denn hier findet sich auch Mammut. Sie fällt wohl in die Zeit der Achen-Schwankung. Ältere Stationen aus paläolithischer Zeit sind im Gebiete der Jungmoränen nicht bekannt. Die zahlreichen Fundplätze des Moustérien liegen nicht nur außerhalb dieser Zone, sondern auch außerhalb der noch weiter ausgedehnten Moränen der Riß-Eiszeit. Etwaige Spuren des Moustérien wären also entweder in dieser Zone wieder vertilgt worden, sofern es älter wäre als die Riß-Eiszeit. Aber wahrscheinlich beginnt es bereits in der Riß-Eiszeit und reicht bis in die letzte Phase der Riß-Würm-

Geologische Zeiten			Geologische Ablagerungen	Prähistorische Ablagerungen		Prähistorische Zeiten
Gegenwart						Metallzeit Neolithicum
Würm-Eiszeit	Post		Moränen des Daun-Stadium „ „ Gschnitz-Stadium	Hirschzeit vom Schweizersbild Pygmäen von Schaffhausen und im Rhône-Durchbruch		Tourasien oder Cervidien
			Moränen des Bühl-Stadium Schotter der Achen-Schwankung	Renntierzeit Schweizersbild u. Schussenried, Mammutzeit des Keßlerloch		Magdalénien oder Cervidien
	Maximum		Jung-Endmoränen Schotter der Laufen-Schwankung Schieferkohlen von Utznach			
	Prä					
Riß-Würm-Interglazialzeit	Steppenphase		Jüngerer Löß	Löß in Mähren und Niederösterreich	Hangende Funde von Solutré Typische Funde von Solutré	Solutréen oder Éburnéen
		Höttinger Breccie				
	Waldphase		Kalktuff von Flurlingen Schieferkohle von Wetzikon	Funde in der Terrasse von Villefranche[1]	Untere Funde von Solutré	Moustérien
Riß-Eiszeit			Altmoränen der nördlichen Westalpen	Höhlenfunde mit Moustérien-Fauna rechts der Saône und Rhône unterhalb Lyon		
Mindel-Riß-Interglazialzeit	Steppenphase		Älterer Löß			Chelléen
	Waldphase					
Mindel-Eiszeit			Äußere Altmoränen der nördl. Ostalpen			
Günz-Mindel-Interglazialzeit						
Günz-Eiszeit						

[1] Hierher nach Obermaier auch Krapina. Ref.

Interglazialzeit, wenigstens kennt man aus der mit Löß bedeckten Terrasse von Villefranche bei Lyon echtes Moustérien, mit welchem Reste von *Rhinoceros Mercki* vergesellschaftet waren. Da diese Art auch in den Kalktuffen von Flurlingen und in den Braunkohlen von Dürnten, hier zusammen mit *Elephas antiquus*, vorkommt und diese beiden Ablagerungen der Riß-Würm-Interglazialzeit angehören, so zieht Verf. hieraus den Schluß, daß auch das Moustérien noch bis in die erste Phase der Riß-Würm-Interglazialzeit gedauert hat. In die zweite Phase dieser Periode fällt das Solutréen, in welche auch die Lößfunde in Niederösterreich und Mähren eingereiht werden müssen. Die Grenze zwischen Solutréen und Magdalénien, welch letzteres im Rhône-Tal erst nach der Würm-Eiszeit erscheint, ist jedoch keine allzu scharfe.

Das Chelléen ist in der Nähe der Alpen sehr selten, weshalb sich auch dessen Alter nicht genauer feststellen läßt. Es ist indessen wahrscheinlich, daß es in die Mindel-Riß-Eiszeit eingereiht werden muß.

Die prähistorischen Epochen Mortillet's lassen sich also ganz gut in die Chronologie der Eiszeit einfügen. Dagegen weicht Boule's Parallelisierung insofern von der des Verf.'s ab, als ersterer das Moustérien in die letzte Eiszeit stellt und den Löß für postglazial hält, was schon aus dem Grunde nicht angängig erscheint, weil der Löß mindestens zweierlei Alter besitzt; der ältere gehört der Mindel-Riß-, der jüngere aber der Riß-Würm-Interglazialzeit an.

Immerhin hat es den Anschein, als ob die paläolithische Zeit im Osten von kürzerer Dauer gewesen wäre, als jene im Westen. Eine Verallgemeinerung der vom Verf. aufgestellten Chronologie wird freilich erst dann möglich sein, wenn einmal die eiszeitlichen Ablagerungen im nördlichen Europa ebensogut bekannt sein werden wie die der Alpen. Die paläolithische Chronologie paßt zwar jedenfalls für Frankreich und England, es bleibt aber zu berücksichtigen, daß die Kultur nicht überall gleichzeitig die nämliche gewesen sein muß, denn es gibt z. B. noch heutzutage Völker, welche im Stadium des Magdalénien leben. Die Paläontologie versagt für die Gliederung der Eiszeit, da sich die Faunen und Floren je nach dem Klima wiederholen.

Die Chronologie der eiszeitlichen Ablagerungen und der prähistorischen Ablagerungen veranschaulicht die Tabelle auf p. -271-.

M. Schlosser.

Karl Gorjanović-Kramberger: Der paläolithische Mensch und seine Zeitgenossen aus dem Diluvium von Krapina in Kroatien. II. Nachtrag. (Mitt. d. anthropol. Ges. in Wien. 1904. **34**. 187—199. 3 Taf. 9 Textfig.)

—: III. Nachtrag. (Ibid. 1905. 197—229. 3 Taf. 13 Textfig.)

—: Zur Altersfrage der diluvialen Lagerstätte von Krapina in Kroatien. (Glasnik hrvertskoya narervoslovnoga društva. **16**. 1904. 72—75 u. Ibid. 1905. 110—118. 2 Textfig.)

—: Die Variationen am Skelette der altdiluvialen Menschen. (Ibid. 1904. 1—15.)

—: Der diluviale Mensch von Krapina und sein Verhältnis zum Menschen von Neandertal und Spy. (Biologisches Centralblatt. **25**. 1905. 805—812.)

—: *Homoprimigenius* von Krapina in Kroatien und dessen Industrie. (Korresp. d. deutsch. Ges. f. Anthropologie, Ethnologie u. Urgeschichte. 1905. 88—90.)

In der ersten Mitteilung bespricht Verf. die im Jahre 1902 bei Krapina gefundenen Menschenreste. Er entnimmt daraus, daß dort zweierlei im Skelettbau verschiedene Menschen existiert haben. — Schädeldach entweder gewölbt oder flach, Clavicula schwach oder stark gebogen. Humerus entweder wie beim Australier vollkommen vertikal zur Rolle, oder wie bei den Negritos schmächtig, und Temporale mit oder ohne Spina glenoidalis. — Die eine Menschenrasse scheint von einer Horde der anderen überfallen worden zu sein. Beide Rassen gehörten jedoch der Spezies *Homo primigenius* an, ausgezeichnet durch fliehende Stirn, vorspringende Supraorbitalränder und kinnlose, prognathe Kiefer. Innerhalb dieses Typus gab es aber bereits mehrere Varietäten, die sich z. T. auch äußerlich bemerkbar machten — flacherer oder gewölbterer, längerer oder breiterer Schädel —, Neandertaler, Spy II, Krapina, und z. T. im Skelettbau — Temporale, Kiefer, Extremitäten gewisse Modifikationen zeigten —, welche teils als primäre Merkmale zu deuten sind und teils auf Lebensweise und geographischer Verbreitung beruhen.

In der zweiten Mitteilung berichtet Verf. über die letzte, im Jahre 1903 erfolgte Ausgrabung, welche namentlich über die Reihenfolge der Schichten interessante Aufschlüsse gab, auf die jedoch erst später Bezug genommen werden soll. Die neuen Funde menschlicher Reste vervollständigen auch das Bild, das wir uns von dem Menschen von Krapina zu entwerfen haben. Der Schädel ist, wie das schon früher nachgewiesen werden konnte, brachycephal im Gegensatz dem mesocephalen Neandertaler und dem dolichocephalen Schädel I von Spy. Mit der Brachycephalie hängt auch das starke Tuber parietale des Krapina-Menschen zusammen, und mit der fliehenden Stirn die Gestalt der Crista galli und die Lage der Ansatzstelle der Lamina cribrosa. Die erstere ist beim paläolithischen Menschen überhaupt vorne kürzer und gedrungener und die letztere noch steil nach rückwärts und abwärts geneigt; beide liegen auch tiefer als beim rezenten Menschen. Am Keilbein kommt entweder wie bei diesem das Vorherrschen der Spina angularis vor, oder — und zwar bei den primitiveren — ist die abgebogene Partie der Fossa glenoidalis stärker entwickelt und bildet eine Spina glenoidalis. Letztere steht wieder im Zusammenhang mit der kräftigen Entwicklung der Kiefer, und das nämliche gilt auch von der starken Verdickung des Tympanicum, während der Mastoidfortsatz noch schwach bleibt. Ein Anthropoidenmerkmal ist die Anwesenheit eines Processus postglenoidalis.

Was die Unterkiefer betrifft, so sind sie entweder vorne und hinten

gleich hoch — Krapina IV und Spy I oder vorne bedeutend höher als hinten —, Krapina III und besonders Naulette. Der Vorderrand des Symphysenteiles, Incisivenregion, bildet mit den Kieferästen entweder noch einen rechten Winkel — Spy I, Krapina III —, oder, und das gilt für die übrigen Kiefer, ist der Winkel größer als ein rechter. Die Entwicklung der Spina mentalis interna ist am meisten ausgeprägt beim rezenten Menschen. Bei den Affen befindet sich an ihrer Stelle eine Grube für die Insertion des Musculus genioglossi. Beim Kiefer von Naulette sind schon zwei Gruben vorhanden, davon bildet sich ein medianer Wulst, Spy I, welcher die anfangs einzige Einsenkung in zwei teilt, wobei zugleich die Einsenkung reduziert wird und die Gruben zur Insertion dieses Muskels dienen. In den sich verflachenden Gruben bilden sich zuerst rauhe Erhöhungen — Kiefer von Krapina —, bis zuletzt beim modernen Menschen dieser Muskel nur mehr an jener Spina inseriert. Sie ist also schon bei den ältesten Kiefern im Entstehen begriffen. Mit der Reduktion des Gebisses hängt die Entstehung des Kinnes zusammen, denn der zahntragende Teil des Kiefers rückt naturgemäß mit der Verkleinerung des Gebißraumes zurück, während der untere Teil des Kiefers an seiner ursprünglichen Lage verbleibt und noch dazu Verdickung erfährt.

Während beim rezenten Menschen das Nasenbein mit dem Stirnprofil einen stumpfen Winkel bildet, fällt es beim Menschen von Krapina wie bei den Anthropoiden direkt in die Profillinie. Obschon von den übrigen Skeletteilen des paläolithischen Menschen wenig bekannt ist, so genügt es doch, um festzustellen, daß die vordere Extremität wenigstens bei dem Menschen von Krapina schwächer war als beim rezenten und daß auch bei dem ersteren schon zweierlei Typen vorhanden waren. Die Clavicula war schlanker, glatter und z. T. auch mehr gedreht als bei dem Menschen von Spy, welch letzterer offenbar schon von seiner Vorderextremität viel mehr Gebrauch machte. Die Scapula hat im Gegensatz zu der des rezenten Menschen eine auffallend lange, nach aufwärts geneigte Spina und ein schmales Akromion, und ihre länglich ovale Gelenkgrube ist nach rückwärts geneigt. Von den Humeri haben die meisten eine durchlöcherte Fossa olecrani, ein Foramen entepicondyloideum und einen weit vorstehenden Gelenkknorren, was auch beim Neandertaler der Fall ist. Radius und Ulna sind schlank und gebogen und das Lunatum hat wie bei Gorilla einen großen, seitlich abgeflachten Gelenkkopf. Das eine Becken ist dem des Neandertaler ähnlich, das andere hat eine breite Rinne für den Obturatus internus, wie dies bei manchen Naturvölkern und noch mehr bei den Anthropoiden der Fall ist. Das Femur stimmt ganz mit denen von Neandertal und Spy überein. Die Fibulae haben eine gerade Crista lateralis wie bei den Australiern, die Patella zeigt wie die von Spy eine leichte Einbiegung des Außenrandes. Der Astragalus ist kurz und stark aufwärts gewölbt, während ihr kurzer Hals eine Krümmung nach einwärts zeigt. Das Calcaneum gleicht dem von Spy. Das Cuboid ist dicker als beim rezenten Menschen und die Gelenkfläche für das Calcaneum kürzer und steiler. Die Facette für Metatarsale V schaut nicht nach auswärts.

Die Metapodien sind schlank, Mt V ist gebogen. Die Finger und Zehenglieder unterscheiden sich nicht von denen des lebenden Menschen.

Das untersuchte Material darf als sehr reichlich bezeichnet werden, über 200 Skeletteile, darunter befinden sich 2 fragmentäre Kalotten, 3 isolierte Supraorbitalwülste, ein Gesichtsfragment mit der unteren Stirnpartie, den Augenhöhlen und den Nasenbeinen, 13 Temporalstücke, 5 Unterkiefer, 2 Oberkiefer, 35 isolierte Zähne, mehrere Wirbel, 10 Scapulae, 11 Claviculae, 15 Humeris, 9 Radii, 6 Ulnae, mehrere Metacarpalia und Fingerglieder, 3 Becken-, 2 Femur- und 2 Tibiafragmente, 15 Fibulae, mehrere Tarsalia, Metatarsalia und Zehenglieder und 10 Patellae.

Der paläolithische Mensch unterscheidet sich vom modernen durch die niedere fliehende Stirn, die starken Supraorbitalwülste, entsprechend der schrägeren tieferen Lage der Lamina cribrosa, der Nasofrontalprofillinie, und der stärkeren Ausladung des ganzen Gesichtskelettes; alles dies wurde veranlaßt durch die stärkere Entwicklung der Temporalmuskeln. Die Unterkiefer waren kinnlos, an der Innenseite der Symphyse befanden sich nur Gruben für die Insertion des Musculus genioglossus, anstatt der Spina mentalis, der Unterkiefergelenkkopf war sehr massiv und hinter der ihm entsprechenden Gelenkgrube war noch ein besonderer Processus postglenoidalis vorhanden. Das Os zygomaticum war sehr kräftig, das Os tympanicum sehr dick, der Processus mastoideus aber noch schwach. Die Zähne waren noch viel kräftiger und mit zahlreichen Schmelzfalten versehen. Alles dies sind primitive Merkmale, die sich z. T. auch bei den Anthropoiden wiederfinden. Infolge der zunehmenden Intelligenz und der Geschicklichkeit in der Anfertigung und Handhabung der Geräte begann am Schädel eine Reduktion der starken Muskelansätze, die Stirn erhob sich, die Supraorbitalränder verflachten sich, am Unterkiefer bildete sich ein Kinn und so weiter, kurz, der altdiluviale *Homo primigenius* verwandelte sich in den Lößmenschen und dieser in den rezenten.

Als *H. primigenius,* dessen Merkmale soeben hervorgehoben wurden, kommen in Betracht:

Der Mensch aus dem älteren Diluvium Frankreichs, Belgiens, Kroatiens, Mährens — Spy, Krapina, La Naulette, Malarnaud, d'Arcy, Schipka.

Er zerfällt wieder in einen *H. primigenius* var. *Krapinensis.* Unterkiefer stark prognath, Symphysenwinkel bis 107°, Kiefer vorne und hinten gleich hoch. Typus Kiefer IV von Krnpina

und einen *H. primigenius* var. *Spyensis.* Unterkiefer vorne höher als hinten, mehr oder weniger prognath. Hierher alle altdiluvialen Kiefer mit Ausnahme von Kiefer IV (und III) von Krapina.

H. sapiens fossilis hat bereits alle wesentlichen Merkmale des modernen Menschen. Er ist repräsentiert durch die Schädel aus dem Löß von Brünn, die Unterkiefer von Goyet, Předmost und die Menschenreste von Galley Hill.

Wenn wir uns die Frage vorlegen, wie der prädiluviale Vorläufer des *H. primigenius* beschaffen war, so müssen wir natürlich die primitiven Merkmale des letzteren noch verstärkt denken, also Stirn noch niedriger

Supraorbitalränder noch dicker, Gesichtschädel noch weiter vorgestreckt, Unterkiefer noch länger, Zähne, besonders die Caninen, noch kräftiger etc. und dazu noch unvollständig aufrechter Gang. *Pithecanthropus* würde nun gut in dieses Schema passen, allein er besaß schon aufrechten Gang. Er gehörte vielleicht [sicher! Ref.] schon zu den Hominiden und stellt möglicherweise einen Vorfahren des Menschen dar. Die noch älteren altpliocänen und miocänen Ahnen des Menschen müssen jedoch viel primitiver gewesen sein und konnten schwerlich aufrecht gehen. Nun muß aber, da ein menschlicher Schädel aus statischen Gründen bei einem Quadrupeden unmöglich ist, der aufrechte Gang vor der Entwicklung des Gehirnschädels vorhanden gewesen sein, folglich waren auch schon diese alten Formen mit echten menschlichen Händen und Füßen versehen und mithin Hominiden. Solche scheinen bereits im Miocän existiert zu haben, denn man hat bereits aus dem Mittelpliocän von Kent Artefakte, die nur von Menschenhand [? Ref.] herrühren können. Auch können die vom Ref. beschriebenen Zähne des unterpliocänen *Anthropodus* infolge ihrer Ähnlichkeit mit menschlichen in der Tat einem Vorläufer des Menschen und des *Pithecanthropus* zugeschrieben werden, denn sie erweisen sich nur als unreduzierter, also primitiver gegenüber jenen von *Pithecanthropus*. Das vorliegende Material gestattet jedoch, wie Verf. meint, keine weitere Ergebnisse für die Vorgeschichte des Menschen.

Die Industrie von Krapina ist jener von Taubach sehr ähnlich. Auch hier wurden nur wenige retuschierte Silex gefunden, die aber größer sind als die von Taubach. Sie gehören dem Moustérien und Éburnéen an. Daneben kamen aber auch drei Stücke zum Vorschein, welche solchen von Spiennes gleichen und von denen zwei auch die bulbe de percussion zeigen. Krapina und Taubach gehören ein und derselben Zeit an, dem älteren interglazialen Diluvium mit der paläolithischen Industrie des Moustérien.

Geologische Verhältnisse. Wie die letzten Ausgrabungen ergeben haben, war der Boden der Höhle nicht direkt mit einer Geröllschicht bedeckt, sondern unter ihr befand sich noch eine bis zu 80 cm dicke Lage eines schlammigen gelben und grauen Sandes. Die Geröllschicht keilte nach innen aus und ging in Sand über. Sie selbst war überlagert von bis zu 2 m mächtigem Eluvium und Überschwemmungsabsätzen, in denen häufig kleinere Feuerstätten, zerbrochene Knochen von *Bos*, einzelne Zähne von *Rhinoceros Mercki*, die größten der in Krapina vorkommenden Steingeräte und einige Sandsteinblöcke gefunden wurden.

Über diesem ganzen Komplex lagerte nach außen mächtig, nach innen auskeilend ein fetter Ton, außen mit Schmitzen von feinem Sand. Dieser Ton war der letzte Absatz des Krapinica-Baches. Darüber folgen nur mehr Lagen von Verwitterungsprodukten des miocänen Sandsteins.

Solange noch Überschwemmungen stattfanden, brauchte der Mensch nur vorübergehend die Höhle, für längere Zeit bewohnte er sie erst nach Ablagerung des Tones. Gleich auf diesem fanden sich große Feuerplätze mit Knochen, Kohlen und Steingeräten und der angebrannte *Rhinoceros*-Schädel. Der größte Teil der Menschenreste befand sich 1 m über diesem Schädel.

Was die Fauna von Krapina betrifft, so umfaßt sie nach dem Abschluß der Ausgrabung: *Ursus spelaeus* häufige Reste, darunter ein ganzer Schädel, *U. arctos* bloß Fragmente, *Canis lupus*, *Lutra* sp. Unterkiefer, *Felis catus* Unterkiefer, *Mustela foina*, *Castor fiber* häufig, *Cricetus frumentarius* Kiefer, *Mus rattus*, *Arctomys marmotta*, *Rhinoceros Mercki* häufig, *Equus caballus*, *Sus scrofa ferus*, *Cervus capreolus*, *C. elaphus*, *C. euryceros*, alle fast nur durch wenige Zähne vertreten, *Bos primigenius* zumeist in den obersten Schichten.

Die wichtigste Art dieser Fauna ist natürlich *Rhinoceros Mercki*, denn sie zeigt, daß die Ablagerung von Krapina im Alter den Tuffen von Taubach zum mindesten sehr nahe steht, wozu noch der weitere sehr wichtige Umstand kommt, daß die *Rhinoceros*-Reste auch den nämlichen Erhaltungszustand zeigen wie die von Taubach, wie sich überhaupt alle Knochen, darunter auch die des Menschen, in ihrer Konsistenz sehr wesentlich von solchen aus dem Löß und aus Höhlen unterscheiden und somit ein viel höheres Alter dokumentieren [Ref.]. Die Krapinaer *Rhinoceros* gehören jener Varietät an, welche von Schröder als *brachycephala* bezeichnet wird und auch bei Daxlanden und in Irkutsk — an letzterer Lokalität mit *Rh. antiquitatis* zusammen — vorkommt. Beide Arten lebten aber auch in Kroatien zusammen an der Lokalität Varazdinske Toplice [was Ref. entschieden bezweifelt], während sie sonst auch hier scharf getrennt sind — *Mercki* in Krapina, *antiquitatis* in der Lößstufe —, zusammen bereits mit *Homo sapiens*, Save- und Drau-Niederung. Krapina ist mit Taubach gleichalterig, und beide fallen in die Günz-Mindel oder in die Mindel-Riß. Interglaziale Zeit Penck's. Für das Chelléen ist nicht, wie man bisher annahm, *Rhinoceros Mercki* bezeichnend, denn diese Art reicht in Krapina noch in das Moustérien, aber das Moustérien verbindet das Acheuléen mit dem Éburnéen, es muß daher je nach dem Habitus der Silex bald noch zu dem ersteren, bald noch zu dem letzteren hinzugezogen werden. Die Station von Krapina stellt ein einheitliches Ganze dar, welches paläontologisch einem älteren Abschnitt der zweiten Interglazialzeit entspricht, die Industrie hat aber z. T. ein jüngeres Aussehen — was auch für andere Stationen aus älteren Stufen des Diluvium zutrifft, da die Beschaffenheit der Industrie von der Intelligenz des Menschen und wie auch Verf. an einer anderen Stelle mit Recht bemerkt, von der Beschaffenheit des Materiales abhängig ist, im vorliegenden Fall wurden nur Bachgerölle verwendet —. Es können also auch zwei ungleiche Industrien nebeneinander bestanden haben. Die einzelnen Industrien bilden in der Gliederung des diluvialen Systems nur kurze Episoden, welche in ein und demselben Abschnitt dieses Zeitalters aufeinander folgten. **M. Schlosser.**

Hugues Obermaier: La station paléolithique de Krapina. (L'Anthropologie. Paris. **16**. 1905. 13—27. 3 Fig.)

Verf. gibt zuerst eine Schilderung der Lokalität und der hier gemachten Funde von Tier- und Menschenresten, die naturgemäß nur ein

Auszug aus den Arbeiten Kramberger's ist, worüber bereits berichtet wurde. Um so mehr Beachtung verdienen dagegen die Angaben über die zutage geförderte Industrie und die Vergleichung der Station Krapina mit anderen prähistorischen Fundplätzen, namentlich gilt dies bezüglich der Industrie, da Verf. Gelegenheit hatte, fast das gesamte mitteleuropäische Material zu studieren.

Nach der Industrie (typisches Moustérien) ist die Station von Krapina älter als die Lößstationen in Österreich mit Knochen- und Elfenbeinartefakten. Letztere fallen in die dritte Interglazialzeit und nähern sich ihrer Fauna nach der vierten Eiszeit. Dem unteren Paläolithicum gehören an Taubach, die Schipka- und Certovadira-Höhle in Mähren und die von Wiérzchow in Polen, aber die Industrie ist nicht überall gleich, die Werkzeuge von Taubach sind nicht typisch, die von Wiérzchow gleichen z. T. dem Acheuléen. In der Schipka-Höhle liegen die prähistorischen Schichten erst unter dem Höhlenlehm — sie könnten also sehr alt sein [Ref.] —, aber hier kann man nicht von einem bestimmten Typus der Silex sprechen.

In der Certovadira ist das Profil Renntierzeit, Nagerschicht ohne Industrie und älteste Kulturschicht, aber auch hier fehlen typische Silex trotz der Menge der vorhandenen Steinwerkzeuge fast gänzlich.

In der Wiérzchow-Höhle konnten keine verschiedenen Schichten konstatiert werden, jedoch gehören nach Zawisza die Silex der oberen Lagen dem Magdalénien und die der unteren dem Moustérien an. Verf. erwähnt aus den oberen Lagen Geräte aus Knochen und Elfenbein vom Typus des Glypticien. Man darf also diesen verschiedenen an den genannten Stationen beobachteten archäologischen Verhältnissen nicht allzuviel Gewicht beilegen.

Was die Faunen betrifft, so ist jene von Taubach die eines warmen Klimas, charakterisiert durch *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*, die von hier manchmal zitierten Mammut- und Renntierreste stammen gewiß nicht aus den Tuffen, sondern aus dem Löß. Aus der Schipka-Höhle wird *Cuon* und ein dem *Stenonis* ähnlicher *Equus* angegeben. Die übrigen Arten der Schipka-Höhle und der Certovadira verteilen sich auf arktische Arten, auf Steppen- und auf Waldbewohner und ebenso verhält es sich mit der Fauna der Höhle von Wiérzchow.

Es ergibt sich also:

Stationen mit Fauna eines warmen Klimas:	Stationen mit Fauna eines kalten Klimas:
Taubach mit nicht sehr charakteristischem Moustérien.	Schipka mit nicht charakteristischem Moustérien.
Krapina mit typischem Moustérien.	Certovadira mit zweifelhaftem Moustérien.
	Wiérzchow mit Acheuléen und echtem Moustérien.

Es bildet also das untere Paläolithicum mit kälteliebender Fauna ein Analogon des Magdalénien. Während des Diluviums treten ähnliche Faunen wiederholt auf, entsprechend den vier Eiszeiten und den drei

Interglazialzeiten; sie eignen sich daher nicht zur Bestimmung des geologischen Alters. Aufschluß über das wirkliche geologische Alter geben nicht die geologischen Verhältnisse in Norddeutschland, sondern jene in den französischen Alpen. Hier konnte nun das Moustérien im Gebiet der dritten Vergletscherung (Rißeiszeit) nicht nachgewiesen werden und man glaubte daher, daß es mit dieser Periode gleichzeitig wäre oder daß diese darauf folgte. Aber die Station Villefranche bei Lyon mit Moustérien und einer Fauna eines warmen Klimas liegt auf einer Terrasse der dritten Vergletscherung. Das Moustérien könnte also über die dritte Eiszeit hinaus bis in die dritte Interglazialzeit gedauert haben, welche anfangs ein warmes Klima hatte, bei Dürnten und Flurlingen mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*. Es könnte also sowohl ein Moustérien mit wärmeliebender Fauna geben (Krapina, Taubach), als auch ein solches mit Fauna eines kalten Klimas (Schipka, Certovadira, Wiérzchow). Letztere entsprechen der Rißeiszeit, die ersteren sind jünger.

Immerhin ergeben sich beim Vergleich von sehr entfernten alpinen und außeralpinen Vorkommnissen viele Schwierigkeiten, doch hat obige Chronologie viele Wahrscheinlichkeit für sich.

Die Höhlen von Mentone zeigen sehr hübsch die Aufeinanderfolge der verschiedenen Faunen von der wärmeliebenden Fauna des unteren Paläolithicum bis zu jener der letzten Eiszeit. Das Profil ist hier nämlich von unten nach oben:

	Grotte du Prince:	Grotte des Enfants:
a)	Marine Schichten.	—
b)	Feuerstätten, *Rhinoceros Mercki, Elephas antiquus, Hippopotamus.*	*Rhinoceros Mercki.*
c)	Höhlenlehm, *Hyaena spelaea, Lagomys.*	Skelette mit negroiden und australoiden Merkmalen, *Ursus spelaeus, Hyaena spelaea, Felis spelaea.*
d)	Lehm mit Feuerstätten, *Rhinoceros tichorhinus, Rangifer tarandus, Capra ibex, Arctomys marmotta* (letzte Eiszeit).	Menschenskelette Fauna wie in c, dazu *Arctomys marmotta.*
e)	Stalagmitdecke und junge Ablagerungen.	Menschliche Skelette, *Capra ibex, Cervus elaphus, dama.*

Gerade dieses Beispiel spricht aber gegen die Behauptung des Verf., daß die Tiergesellschaften sich wiederholen, wir sehen vielmehr nur zwei, zuerst die wärmeliebende mit *Rhinoceros Mercki* und hernach die kälteliebenden. [Ref.]

Wenn wir unsere Betrachtungen auf ganz Frankreich ausdehnen, so ergibt sich folgende Chronologie:

I. Erste Hälfte der zweiten Interglazialzeit.

Industrie chelléenne. Silex auf beiden Flächen geschlagen, eclats gebraucht, analog jenen aus späterer Zeit. Fauna eines warmen Klimas. Bei Tilloux *Hippopotamus, Elephas primigenius* (selten), *antiquus* (häufig),

meridionalis (selten), *Rhinoceros Mercki*. Bei Chelles *Hippopotamus, Trogontherium, Elephas antiquus, Rhinoceros Mercki, Ursus spelaeus* [zwei Eckzähne, also spezifisch nicht bestimmbar. Ref.].

II. Zweite Hälfte der zweiten Interglazialzeit.

Industrie acheuléenne oder vom Levalloistypus sehr kleine Chelléenformen (im Acheuléen) und Moustérienformen. Klima kälter werdend. Station Micoque (Dordogne) mit viel Pferd (wie bei Solutré in der Steppenperiode der dritten Interglazialzeit). Löß der zweiten Interglazialzeit in den Alpen.

III. Dritte Eiszeit.

Moustérien der Höhlen. Mit wenigen Silex vom Acheuléentypus. Fauna eines kalten Klimas.

IV. Erste Hälfte der dritten Interglazialzeit.

Unteres Paläolithicum, Moustérien. Fauna eines warmen Klimas.

V. Ende der dritten Interglazialzeit und vierte Eiszeit.

Solutré. Magdalénien oder oberes Paläolithicum.

Die Faunen sind demnach wichtiger als die archäologischen Befunde, außer wenn charakteristische Instrumente eine Aufeinanderfolge der Typen erkennen lassen. Allein es ist doch zu weit gegangen, wenn man Chelléen und Moustérien vereinigt. In Wirklichkeit gibt es Vorläufer und Spätlinge in der Industrie. **M. Schlosser.**

Henry Nathaniel Davies: The Discovery of Human Remains under the Stalagmite Floor of Gough Cavern, Cheddar. (Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. 1904. 335—348. 1 pl. 8 Textfig.)

In der dem Publikum zugänglich gemachten Gough-Höhle bei Cheddar wurden früher Reste von Hyäne, Höhlenbär, Höhlenlöwe, *Rhinoceros tichorhinus*, Wildschwein, Pferd, Edelhirsch und Riesenhirsch gefunden, ihre Lagerstätte aber leider nicht näher ermittelt. Auch kannte man von hier Bronzewaffen und Feuersteinwerkzeuge, aber erst im vergangenen Jahre kam auch ein menschlicher Schädel und einige Skeletteile zum Vorschein. Die Feuersteinwerkzeuge stammen z. T. sicher aus dem Höhlenlehm und ebenso fanden sich darin die Menschenreste. Der Schädel zeigt keine auffallenden Merkmale, die Tibia ist platyknem. Da die Steinwerkzeuge sicher paläolithisch, Magdalénien, sind, ist Verf. geneigt, auch den Menschenresten ein solches Alter zuzuschreiben. **M. Schlosser.**

Säugetiere.

Ch. Depéret: Sur les caractères et les affinités du genre *Chasmotherium* Rütimeyer. (Bull. soc. géol. de France. 1904. 569—587. 1 Taf.)

Die Gattung *Chasmotherium* unterscheidet sich von *Lophiodon* durch die Molarähnlichkeit der Prämolaren. Bisher hauptsächlich nur aus den

Schweizer Bohnerzen bekannt, hat sie sich jetzt auch in den Mergeln des Bartonien von Robiac bei St. Mamert (Gard) gefunden und zu den bisher bekannten Arten kommt jetzt auch noch eine dritte — noch kleinere — aus den Sanden mit Teredinen von Cuis.

Die Stücke von Robiac sind namentlich deshalb wichtig, weil sie über die Beschaffenheit der vorderen Partie des Gebisses Aufschluß geben, die bis jetzt nur sehr unvollständig bekannt war. Die Zahnreihe ist im Oberkiefer vollkommen geschlossen, selbst hinter dem Canin, im Unterkiefer steht dieser Zahn etwas isoliert. Die Incisiven sind groß und konisch, nach innen zu kantig und wie der sehr ähnliche Canin und die P und M allseitig mit einem kräftigen Basalband umgeben. Der Canin unterscheidet sich durch seine auffallende Kleinheit sehr wesentlich von jenem der Gattung *Lophiodon*. Der vorderste obere Prämolar — P_1 — hat dreieckigen Umriß, die beiden Außenhöcker sind deutlich, der Parastyl und die beiden Innenhöcker aber undeutlich entwickelt. Jochbildung ist kaum wahrnehmbar. Von P_2 an haben alle Zähne einen kräftigen Parastyl und zwei fast gerade Joche, nur an P_2 ist das Vorjoch kürzer als das Nachjoch, und an M_3 das Nachjoch kürzer als das Vorjoch. Die unteren M sind den Zähnen von *Lophiodon* sehr ähnlich und bestehen aus zwei fast geraden Jochen, die sich an der Außenseite umbiegen und an der Innenseite etwas anschwellen, aber M_3 hat im Gegensatz zu dem von *Lophiodon* keinen dritten Lobus. Die Schnauze war kurz und abgestutzt.

Die drei Arten der Gattung *Chasmotherium* mit $\frac{3.1.4.3}{3.1.4.3}$ sind:

Chasmotherium Cartieri Rüt. (= *Lophiodon Cartieri, annectens* Rüt., *Palaeotapirus Douvillei* und *buxovillanus* Filh.) im oberen Lutétien von Issel, Buxweiler und Gentilly, im Bartonien von Robiac und in den Bohnerzen von Egerkingen, Mormont und Lissieu.

Ch. minimum Fischer sp. (= *Lophiodon minimum* Cuv., Blv., Fisch., *Hyrachyus intermedius* Filh. pars, *Colodon minimus* Gaudry) im Lutétien von Argenton (Indre) und Bracklesham und in den Bohnerzen von Egerkingen und Lissieu.

Ch. Stehlini n. sp., Yprésien von Cuis (Marne). P relativ einfach, Basalband schwach, ist die älteste dieser drei Arten, welche eine sehr deutliche genetische Reihe bilden und allmählich an Größe zunehmen.

Chasmotherium ist jedenfalls mit *Lophiodon* am nächsten verwandt, aber wir können den Zusammenhang beider Gattungen nicht direkt nachweisen, sie bilden vielmehr von ihrem ersten Auftreten an zwei Parallelreihen, von denen die eine, *Lophiodon*, sich durch die kräftige Entwicklung der C, die Anwesenheit von Zahnlücken, die Dreizahl und Einfachheit der P und die Anwesenheit eines dritten Lobus am unteren M_3 von *Chasmotherium* unterscheidet.

Die amerikanischen Gattungen *Colodon, Isectolophus, Helaletes, Heptodon* und *Hyrachyus*, mit denen *Chasmotherium* öfters verwechselt wurde, haben mit *Chasmotherium* nichts zu schaffen. *Hyrachyus* ist der Ahne der Hyracodontiden, *Isectolophus* ein Tapiride, *Heptodon, Helaletes* und *Colodon* bilden eine besondere genetische Reihe, die Helaletiden, die

im Oligocän von Nordamerika erlöscht. Sie unterscheiden sich von *Chasmotherium* und *Lophiodon* durch die Kürze und Konkavität der hinteren Partie der Außenwand der oberen M, durch die Anwesenheit von zwei fast getrennten Spitzen am Nachjoch der unteren P und durch die mehr meißelartigen Incisiven.

Die Lophiodontiden sind möglicherweise im Untereocän aus Nordamerika gekommen.

Ref. ist der Ansicht, daß sich der gemeinsame Ahne von *Lophiodon* und *Chasmotherium* unter Berücksichtigung der primitiven Merkmale beider Gattungen sehr leicht rekonstruieren lassen dürfte. Er wäre folgendermaßen zu charakterisieren:

Zahnformel $\frac{3.1.4.3}{3.1.4.3}$, Zahnreihe geschlossen, Schnauze kurz, alle vier P einfacher als die M, Canin kräftig und unterer M_3 mit schwachem dritten Lobus, vielleicht auch mit deutlicher ausgeprägten Molarhöckern und schwächerer Ausbildung der Joche, sowie mit erst beginnender Entwicklung des Parastyl an den oberen P und M.

Jedenfalls stünde diese Form auch dem Ausgangspunkte der Helaletiden sehr nahe. **M. Schlosser.**

H. G. Stehlin: Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. Kritischer Katalog der Materialien. II. Teil. *Palaeotherium, Plagiolophus, Propalaeotherium.* (Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **31**. 1904. 153—258. 6 Taf. 22 Textfig.)

—: III. Teil. *Lophiotherium, Anchilophus, Pachynolophus.* (Ibid. **32**. 1905. 445—505. 2 Taf. 34 Textfig.)

Im ersten, bereits referierten Teil seiner überaus dankenswerten Arbeit hatte Verf. die Reste von *Lophiodon* und *Chasmotherium* aus den Schweizer Bohnerzen besprochen und die sonstige Verbreitung dieser Gattungen untersucht. In den beiden jetzt vorliegenden Lieferungen folgt die Besprechung der übrigen Perissodactylen des europäischen Eocän.

Palaeotherium magnum Cuv. kommt außer im Gips von Montmartre, Neuilly en Vexin und Vitry sur Seine auch in den Bembridge bed der Insel Wight, im Gips von Mont Anis bei Puy en Velay — *P. aniciense* Gerv. — im Lignit von Débruge (Vaucluse), im Gips von Montmoiron (Vaucluse), im Süßwasserkalk von Cardalou und Donat (Tarn) und von Langlès und Les Ondes (Lot et Garonne), bei Sangron (Gironde), in den Phosphoriten von Quercy, im Melanienkalk von Rixheim (Elsaß) und im Konglomerat von Pfaffenweiler (Baden) vor sowie in den Bohnerzen von Mormont und Obergösgen.

Die etwas kleinere Varietät *girondicum* Gerv. kennt man von Le Saillaint und St. Luce (Gironde), Sainte Sabine (Dordogne), St. Pierre de Lombres (Tarn), aus den Phosphoriten von Quercy und aus den Bohnerzen von Moutier.

Palaeotherium castrense Noulet hat einfachere, namentlich kürzere Prämolaren als *magnum* und die Außenwand der oberen ist viel weniger

deutlich in zwei Teile geschieden, da es nicht zur Bildung eines Mesostyls kommt, dagegen hat P_1 einen viel kräftigeren Innenhöcker. Auch steht diese Art in der Größe dem *magnum* wesentlich nach.

Diese Art gehört dem Bartonien an — Viviers la Montagne, La Massale, Sicardens, Peyregoux, Vielmur (Castrais) und Robiac (Gard), dem Bohnerz von Lissieu, Egerkingen und Mormont. Die in den Phosphoriten von Quercy und bei Moutier vorkommende Form vermittelt den Übergang zu *P. magnum*.

Palaeotherium curtum Cuv. ist die kleinste der im Pariser Gips (Villejuif) vorkommenden Arten. Ihre Zähne gleichen in der Struktur fast genau jenen des *P. magnum*. Man kennt diese Art außerdem aus den Bohnerzen von Mormont — hier sowie in den Phosphoriten von Lamandine (Lot) sehr häufig, seltener in den Phosphoriten von Bach und St. Antonin — ebenfalls in Quercy, ferner aus den Bartoniensanden von Lautrec im Castrais. Die in Débruge beobachtete Form muß als Varietät *perrealense* abgetrennt werden. Sie ist etwas größer als alle Individuen der typischen Bartonienform. Noch kleiner als diese letztere ist *P. lautricense* Noulet von Castrais, sie endet mit dem kleineren *curtum* des Pariser Gips, das größere *curtum* von Lautrec endet mit dem *curtum* von Débruge. *P. lautricense* und *curtum* finden sich auch in den Bohnerzen von Moutier und von Mormont.

Palaeotherium eocaenum Gerv. wurde zuerst im Grobkalk von Dampleix (Aisne) gefunden. Abgesehen von ihrer Kleinheit, dem *lautricense* ungefähr gleich, zeichnet sich diese Art durch den einfachen Bau der P — obere ohne Mesostyl und zweiten Innenhöcker, untere mit schwächerem zweiten Lobus — und die relative Kürze der M aus. Das Exemplar von Dampleix hat möglicherweise noch vier Finger an der Vorderextremität. Die Bohnerze von Egerkingen lieferten zahlreiche Reste dieser Art. Selten ist sie im Bohnerz von Chamblon. Sie gehört ausschließlich dem oberen Lutetien an und ist der unzweifelhafte Vorfahre der *P. curtum*. Die mittelgroßen, von Cuvier aufgestellten Arten *crassum, latum, medium* sind bis jetzt nur mangelhaft gegeneinander abgegrenzt und nur für die Extremitäten verwendbar. Für die Arten aus den Bohnerzen stellt Verf. daher neue Namen auf. Ref. möchte ihm hierin nicht folgen, denn mit Hilfe des Materials von Débruge lassen sich die Cuvier'schen Arten sehr gut unterscheiden. Von den neuen Arten dürfte lediglich *Palaeotherium Heimi* berechtigt sein.

Palaeotherium Mühlbergi n. sp. (*P. medium* und *latum* Rüt.) von Obergösgen stimmt in der Größe ungefähr mit *P. castrense*, hat aber im wesentlichen die Zahnform des *P. magnum*. Außer in diesen Bohnerzen kommt *Mühlbergi* auch in Solothurn, vielleicht auch im Pariser Gips, in La Grave (Dordogne), in den Ligniten von Débruge, im Süßwasserkalk von Rixheim, in den Bohnerzen von Frohnstetten, Neuhausen und Raitenbuch, ferner im Lignit des Sannoisien von Célas (Gard) vor. Zweifelhaft sind dagegen Stücke aus dem Lignit von Avejan und Vermails (Gard) sowie von Ronzon, Haute-Loire etc. Jedenfalls gehört die Art dem oberen Ludien und dem unteren Sannoisien an.

Palaeotherium Buseri n. sp. unterscheidet sich lediglich durch geringere Größe von *Mühlbergi*. Es findet sich außer in den Bohnerzen von Obergösgen und Mormont auch im Pariser Gips, vielleicht auch in Langlès und bei Débruge. Jedenfalls ist es eine Form des Ludien. In St. Hippolyte de Caton kommt eine in der Größe mit *Buseri* übereinstimmende Form vor.

Palaeotherium Heimi n. sp. (= *P. curtum* Rüt. u. Pictet) von Obergösgen, wohl oberes Ludien, und Mormont.

Palaeotherium Möschi n. sp. (= *P. crassum* Rüt.) erinnert eher an das echte *curtum* als die vorige Art, kommt außer in Obergösgen in La Grave (Dordogne), in Débruge, in Quercy, im Süßwasserkalk von Langlès vor, oberes Ludien.

Palaeotherium Renevieri n. sp. (? *P. crassum* Pictet) von Mormont, vielleicht hierher auch *P. latum* Fraas von Frohnstetten.

Palaeotherium sp. von Moutier sind Zähne, die sich bei keiner Art unterbringen lassen; unteres Ludien.

Palaeotherium Rütimeyeri n. sp. ist eine primitive Form mit relativ einfachen P, die in der Größe zwischen *eocaenum* und *castrense* steht (*P. crassum, latum, Paloplotherium codiciense* und *Propalaeotherium isselanum* Rüt.), im Bohnerz von Egerkingen häufig, selten in Chamblon und Lissieu. Sie gehört dem Lutetien an.

Die Gattung *Plagiolophus* Pomel (= *Paloplotherium* Owen) unterscheidet sich vor allem durch die Reduktion der P — P_1 funktioniert nur im Milchgebiß — von *Palaeotherium*. Aber auch P_2—P_4 sind viel schwächer, ferner ist die Höhe der einzelnen M überaus verschieden, M_3 ist fast hypselodont, auch besitzen alle Backenzähne einen dicken Zementbelag, das Basalband ist an der Außenseite sehr schwach und fehlt auf der Innenseite fast ganz. An den Außenhöckern der oberen D, P und M bemerkt man deutliche Vertikalrippen. Die M werden bei der Abkauung kürzer, und ihre Joche stehen viel schräger und zeigen vor den Innenhügeln eine deutliche Einschnürung. An den oberen P ist das Nachjoch immer rudimentär. Es besteht nur aus dem Zwischenhügel, auch besitzt nur P_4 zwei Außenhöcker. Von den oberen D sind nur D_3 und D_4 M-artig, D_2 gleicht dem P_3. Die unteren M tragen an der Mitte der Innenseite zwei Spitzen; der hintere Halbmond ist scharf vom vorderen abgesetzt, und hinter ihm ist an M_1 und M_2 noch eine besondere Spitze vorhanden. Die P sind zwar insgesamt zweiwurzelig, aber nur P_4 besitzt einen wirklichen zweiten Halbmond. Von den vier D ist nur D_4 M-artig, D_3 hat schon eine verschmälerte Vorderhälfte, aber einen sehr deutlichen zweiten Innenhügel, D_2 gleicht dem P_3, D_1 dem P_2.

Ref. kann nicht finden, daß der Name *Plagiolophus* den Vorzug verdient vor der allgemein gebräuchlichen Bezeichnung *Paloplotherium*. Zudem ist der Name *Plagiolophus* auch schon für einen Krebs vergeben.

Plagiolophus minor Cuv. (= *Palaeotherium curtum* Pict. part, *Plagiolophus siderolithicus* Pict. part, *Pl. valdensis* Pict. part) findet sich

in den Bohnerzen von Mormont (Entreroches), Obergösgen, ferner im Pariser Gips, in Débruge — *Pl. tenuirostris* Pom. — im Bembridge bed der Insel Wight, im Melanienkalk von Rixheim, in La Grave, Payrade (Dordogne), in Le Saillant, Sangron (Gironde), in Auriac, Duras, Les Ondes, Langlès (Lot et Garonne), im Süßwasserkalk von Saussenac (Tarn), Villeneuve la Comptal und Mas St. Puelles (Aude), in ? Brignon (Gard) und Nizza, sicher auch im oberen Ludien, Phosphorite von Quercy, in blauen Mergeln von Romainville und im Lignit von Ribaute — unteres Sannoisien. In diesen Horizont stellt Verf. auch irrigerweise die Bohnerze von Frohnstetten und Neuhausen. Eine ähnliche Art — *Pl. ovinus* Aymard — kommt auch in Ronzon und Farges (Haute-Loire) und Biatexte (Tarn) vor. Eine ungewöhnlich kleine Art findet sich in den Bohnerzen von Veringenstadt und in den Phosphoriten von Quercy. Sie gehört dem Stampien an, das aber in den Konglomeraten von Montans (Tarn) eine Art von der Größe des *ovinus* besitzt.

Plagiolophus annectens Owen. größer als *minor*, kommt in den Bohnerzen von Mormont (Eclépens) und Moutier vor, ferner in Hordwell (Hampshire), in den Phosphoriten von Lamandine (Quercy), häufig in St. Hippolyte de Caton, unteres Ludien, aber auch noch im oberen Ludien von Débruge (Vaucluse) und in Obergösgen.

Plagiolophus Fraasi v. Mey. (*Palaeotherium hippoides* Fraas), größer als *annectens* Owen, kommt außer in den Bohnerzen von Frohnstetten auch in jenen von Obergösgen vor, ferner in den Phosphoriten von Quercy (*Paloplotherium Javali* Filh.) und wahrscheinlich auch im Pariser Gips — Vorderextremität des „*Palaeotherium medium*“ —, ferner im Stampien, Meeressand von Kleinblauen (Berner Jura), bei Villebramar und Itier bei Tournon (Lot et Garonne) zusammen mit *Aceratherium Filholi*, *Anthracotherium* etc., bei La Ferté Aleps, in den Sables de Fontainebleau, und bei Bournoncle St. Pierre (Brioude), in den Ligniten von Célas (Gard).

Plagiolophus Cartieri n. sp. (= *Palaeotherium curtum*, *Plagiolophus minor*, *Paloplotherium minus*, *annectens*, *Propalaeotherium isselanum* Rütimeyer) steht hinsichtlich der Größe in der Mitte zwischen *annectens* und *minor*, hat aber kürzere und niedrigere M mit weniger schräg gestellten Jochen und stärkerem äußeren Basalband, und sehr kurzen oberen P_4. Cäment fehlt wohl stets. Diese in den Bohnerzen von Egerkingen sehr häufige, in Chamblon aber sehr seltene Art ist kleiner als *Plagiolophus codiciensis* Gaudry.

Plagiolophus tritt zuerst im Lutétien auf als *Pl. Cartieri* bei Coney, Roc de Lunel, Egerkingen und Chamblon, und diesem Horizont gehört auch *Pl. codiciensis* von Coucy an und eine nicht näher bestimmbare Art von Egerkingen.

Aus dem Bartonien hat man *Plagiolophus* cf. *minor* und *Nouleti* im Castrais und *Pl. Cartailhaci* von der Größe des *annectens* im Castrais und bei Robiac. Beide sind vorgeschrittener als die von Egerkingen, doch hat *Cartailhaci* wie *Cartieri* noch vier P.

Der Schädel der meisten Arten, darunter *codiciensis*, verhält sich

bezüglich des Nasenausschnittes wie der Pferdeschädel, dagegen reicht dieser Ausschnitt bei *Cartailhaci* viel weiter nach rückwärts.

Palaeotherium und *Plagiolophus* sind zwar vom Mitteleocän an zwei getrennte Gattungen, aber sie gehen doch sicher auf die nämliche Stammform zurück, die sich folgendermaßen rekonstruieren läßt: $\frac{4}{4}$ ziemlich einfache P, konvexe Rippen an den Außenhöckern der oberen M und P, obere M breiter als lang, P_4, vielleicht auch P_3, mit zweispitziger Außenwand, aber ohne Nachjoch; untere P und M denen von *Plagiolophus* ähnlich. Kurze Zahnlücke.

Plagiolophus hat hohe Kronen und Cäment bekommen, C_1 und eine längere Zahnlücke, aber P_1 verloren, bei *Palaeotherium* haben sich die P gestreckt und kompliziert. Später reduziert sich auch die zweite Innenspitze und die hintere Innenspitze der M und D und der Sporn an D_3. *Plagiolophus* verstärkt das Gebiß durch Erhöhung der M und die Bildung von Cäment, *Palaeotherium* durch Komplikation der P.

Im Beginn des Lutétien scheint zwischen beiden Gattungen noch kein zu scharfer Unterschied bestanden zu haben, denn *Palaeotherium Rütimeyeri* hat noch ziemlich einfache P, und *Plagilophus codiciensis* ist noch wenig in der Richtung der späteren *Plagiolophus* spezialisiert, gleichzeitig lebten aber schon vorgeschrittenere Arten dieser Gattungen. Auch die verschiedene Größe der einzelnen Formenreihe spricht für polyphyletische Entstehung aus einer gemeinsamen Stammgruppe, die jedenfalls an die Gattung *Propalaeotherium* anknüpft und diese schließt sich ihrerseits an *Lophiotherium, Pachynolophus, Anchilophus* und die alten nordamerikanischen Equiden an. Paläotheriiden kennt man bis jetzt nur aus Europa.

Propalaeotherium isselanum Blainv. ist in den Bohnerzen von Egerkingen durch eine zum mindesten sehr nahestehende Art vertreten — *Pr. isselanum, jurense, anceps* lophiodontoid inc. sedis Rütim. Von *Pachynolophus,* mit dem diese Gattung häufig verwechselt wurde, unterscheidet sie sich vor allem durch den Besitz eines Mesostyl an den oberen M, durch den einfacheren Bau der P und durch die Brachyodontie der M. Die oberen M haben eine gewisse Ähnlichkeit mit jenen von *Plagiolophus,* sie sind jedoch breiter und ihr Parastyl ist kräftiger. Zwischenhügel und Innenhügel sind mehr isoliert und letztere nie seitlich komprimiert. Am Nachjoch verbindet sich der Innenhügel mit dem Basalband in der Weise, daß ein Halbmond entsteht. Das innere Basalband ist kräftig. Die Innenseite der Außenwand hat hinter dem zweiten Außenhügel einen Sporn. Auch die oberen P sind denen von *Plagiolophus* ähnlich, aber der Einschnitt vor dem Vorjoch ist tiefer und die Außenwand ist mit viel dickeren Vorsprüngen versehen. P_1 ist relativ kompliziert, P_3 hat hier schon zwei Außenspitzen. An P_2 fehlt das innere Basalband. Der obere C steht vertikal und nahe an P_1, aber etwas außerhalb der Zahnreihe. Alle P, M und D sind wesentlich niedriger als bei *Plagiolophus,* aber die oberen D haben mit denen von *Plagiolophus* insofern größere Ähnlichkeit als die P und M, als die Vorsprünge ihrer Außenwand schwächer sind. Wie bei *Plagiolophus* besitzen die unteren M in der Mitte eine doppelte und hinten

eine einfache Innenspitze; auch ist das Vorderende des hinteren Halbmondes gekerbt. Sie sind jedoch breiter, niedriger und bunodonter und das Lumen der Halbmonde ist seichter und nicht glatt, sondern mit Runzeln versehen. Eine Andeutung des Basalbandes findet sich nur zwischen den Außenmonden. Die P verhalten sich zu den M ebenso wie bei *Plagiolophus*. In den Bohnerzen von Chamblon kommt neben *isselanum* auch eine dem *argentonicum* ähnliche Art vor. Letztere Art kennt man auch aus Buchsweiler und aus dem Pariser Grobkalk — oberes Lutétien.

Das kleine *Propalaeotherium parvulum* Laurillard sp. (= *Anchitherium siderolithicum*, *Lophiodon* und *Pachynolophus Prevosti*, *Anchilophus Desmaresti, Lophiotherium cervulum, Hyracotherium siderolithicum* Rütimeyer) ist in Egerkingen sehr häufig. Es wurde zuerst aus den Süßwassermergeln von Argenton beschrieben, aber als *Lophiodon*, und von Pomel später zu *Pachynolophus* gestellt, von welcher Gattung sie sich jedoch durch den Besitz eines Mesostyl an den oberen M unterscheidet; auch sind die P viel komplizierter und die unteren auch viel länger. Diese Art findet sich auch in den Bohnerzen von Chamblon und Lissieu, sowie im Grobkalk von Gentilly, also im mittleren bis oberen Lutétien, vielleicht auch noch im Bartonien von Robiac und Mormont—Eclépens und St. Loup, während *Propalaeotherium isselanum* auf das obere Lutétien — Issel, Buchsweiler, Cesseras, Pépieux, Egerkingen, Lissieu, Chamblon und Veringenstadt beschränkt ist.

Propalaeotherium argentonicum Gerv. wurde bisher in der Literatur unter den Gattungsnamen *Palaeotherium*, *Lophiodon*, *Anthracotherium*, *Pachynolophus* und *Hyracotherium* angeführt. Es ist größer als *isselanum* und mehr bunodont, aber doch nicht mehr in dem Maße wie *Rollinati* Stehlin von Argenton, bei welchem an den oberen P jede Spur eines Mesostyls fehlt und dessen untere P noch keine hinteren Innenhügel besitzen.

Lophiotherium (= *Hyracotherium siderolithicum*, *Plagiolophus valdensis, Rhagatherium valdense* Pictet, *Anchilophus* Kow., *Pachynolophus siderolithicus* Gaudry, Lydekker, Pavlow, Rütimeyer) zeichnet sich vor allem dadurch aus, daß die allmähliche Molarisierung der P ungemein deutlich zu beobachten ist in der Reihenfolge *Lophiotherium pygmaeum* von Egerkingen mit einfachen P_4, *L. cervulum* von Mormont mit M-artigen P_4 und *L. cervulum* von St. Hippolyte de Caton mit M-artigen P_{4-3}. Die sehr niedrigen M haben ein kräftiges Mesostyl, ein kräftiges äußeres Basalband und Rippen an den Außenhöckern. Sie sind viel breiter als lang und M_3 gleicht vollkommen dem M_2. Das Parastyl ist schwächer als bei *Propalaeotherium* und die Zwischenhöcker der fast ganz geraden Querjoche treten sehr deutlich hervor, wie überhaupt alle Zähne stark bunodont sind. Der hintere Innenhügel verwächst nicht wie bei *Propalaeotherium* mit dem hinteren Basalband. Die P sind durchweg komplizierter als bei dieser Gattung und bei *Pachynolophus*. Der Jochbogen beginnt oberhalb M_1, das Infraorbitalforamen vor P_4. Der *Palaeotherium*-ähnliche C steht weit ab von P_1. Die unteren P und M haben zwei

deutliche Innenspitzen und ein kräftiges Basalband. Die Joche sind ziemlich quergestellt, in Mitte eingeschnürt und eingesenkt, alle Spitzen dick und plump; der Vorderarm des hinteren Halbmondes bildet ein freies Knötchen. Die Zahl der D scheint vier zu sein. *Lophiotherium cervulum* Gerv. von Mormont ist etwas kleiner als das von St. Hippolyt. *L. pygmaeum* Depéret (= *Propalaeotherium parvulum* Dep., *Pachynolophus Prevosti, Duvali, Hyracotherium siderolithicum, Acotherulum saturninum* Rütimeyer) findet sich in den Bohnerzen von Egerkingen, Lissieu und Chamblon — Lutétien. Es hat noch weniger kräftige Mesostyle und, wie schon erwähnt, noch einfachere P. Ein *Lophiotherium* kommt im Bartonien von Robiac (Castrais), in Quercy und in Mormont vor. *L. cervulum* ist eine Art des unteren Ludien (St. Hippolyte, Lamandine, Mormont). *Lophiotherium* hat keine Nachkommen hinterlassen.

Anchilophus unterscheidet sich von *Lophiotherium* und *Propalaeotherium* durch das Fehlen des Mesostyl an den oberen P und M und von *Pachynolophus* durch die Homöodontie. Die oberen M sind nahezu quadratisch, und ihr vorderer Außenhöcker besitzt eine Vertikalrippe; am hinteren Höcker ist sie schwächer, ebenso ist der vordere Zwischenhöcker viel kräftiger als der hintere. An P_4 sind beide Joche gut entwickelt, doch ist das hintere kürzer. Auch ist das Parastyl der P schwächer als an den M. *Anchilophus Desmaresti* Gerv. aus dem Grobkalk von St. Ouen, Paris, ist durch eine sehr nahestehende Form in den Bohnerzen von Egerkingen vertreten. Die Zähne des Oberkiefers erinnern auffallend an die von *Hyrax capensis*. Eine ähnliche Art kommt auch in Mormont (St. Loup?) vor, aber viel häufiger ist hier *Anchilophus (= Anchitherium) Dumasi* Gerv., der auch aus St. Hippolyte de Caton und von Lamandine bekannt ist. Die P und M sind höher und ihre Halbmonde auch dicker als bei *Propalaeotherium*, auch zeigt ihr mittlerer und ihr hinterer Innenpfeiler Zweiteilung. M_3 hat einen dritten Lobus. Die P und D haben fast ganz die Form von M. *Anchilophus Gaudini* Pict. (= *Palaeotherium minus* Pict. partim, *Plagiolophus valdensis* Pict.) aus Mormont steht dem geologisch jüngeren *radegundensis* Gerv. schon sehr nahe, denn der Umriß ist mehr in die Quere gezogen, die einzelnen Höcker der Joche treten deutlicher hervor, und das nämliche gilt auch von den Rippen an den Außenhöckern; auch ist am Oberrand der Außenseite eine Art von Mesostyl vorhanden. Die unteren P und M sind jenen des *Lophiotherium* von Mormont sehr ähnlich, aber größer, auch sind die Halbmonde mehr gerundet. Neben der ersterwähnten *Anchilophus*-Art findet sich in Egerkingen noch eine zweite größere und *Anchilophus Depéreti* Stehlin (= *A. Gaudini, Desmaresti* Rütimeyer, *Pachynolophus Prevosti* Rütimeyer). Die Zähne sind jenen von *Dumasi* sehr ähnlich, aber kleiner, und die vorderen P sind hier noch weniger M-artig als bei *Gaudini*. Bei dieser Gattung lassen sich mehrere Stammesreihen unterscheiden:

Anchilophus Desmaresti von Paris, Egerkingen (Lutétien), der mit einer sehr ähnlichen Form in Robiac und Mormont endet (Bartonien).

A. Depereti von Egerkingen (Lutétien), durch eine ähnliche Form

im Castrais (Robiac-Bartonien) vertreten und mit *Dumasi* von St. Hippolyte, Lamandine, Mormont (unteres Ludien) endend.

A. sp. von Issel (Lutétien), *A.* cf. *Gaudini,* im Castrais (Bartonien), *A. Gaudini* von Mormont, Moutier, Souvignargues (unteres Ludien) und mit *A.* sp. von Obergösgen und *radegundensis* von Débruge, Bembridge, Quercy? und Mormont? oberes Ludien endend.

Anchilophus wird zuletzt der Gattung *Anchitherium* sehr ähnlich, ohne jedoch ihr Vorläufer zu sein.

Pachynolophus sp. von Mormont hat wie die drei vorigen Gattungen kein Mesostyl an den oberen P und M, aber die P sind noch einfach. Man hat solche Zähne auf die Gattungen *Hyracotherium* Owen, *Propachynolophus* Lemoine und *Pachynolophus* Pomel verteilt. Von *Pachynolophus* hat Pomel eine Art: *Duvali* aus dem Grobkalk von Passy beschrieben, und Gervais später eine zweite: *P. Prevosti* aus dem Grobkalk von Gentilly, die etwas kleiner ist als *Duvali,* aber einen etwas komplizierteren P_3 besitzt. Die Joche der unteren P und M stehen fast genau senkrecht und die sonst isolierten kräftigen Innenhügel sind eigentlich nur die Enden der Joche. Im Unterkiefer sind nur 3 P vorhanden. Die Kronen sind niedriger als bei *Lophiotherium.* In Egerkingen ist diese Gattung nicht mit voller Sicherheit nachgewiesen. Man kennt eine unbenannte Art aus dem mittleren Lutétien von Argenton und Brüssel, eine zweifelhafte Art aus Egerkingen, *Pachynolophus Duvali* von Passy, Coucy, La Livinière, *P. Prevosti* von Gentilly, *P. cesserasicus* von Cesseras, La Livinière (oberes Lutétien), *Pachynolophus* sp. von Robiac, ?St. Ouen, ?Quercy, Mormont und *? P. Cayluxi* (*Hyracotherium* Filhol) von Quercy (Bartonien).

Eine Anzahl Kieferstücke aus Egerkingen lassen sich nicht mit voller Sicherheit bestimmen. Sie verteilen sich wohl auf *Propalaeotherium parvulum, Lophiotherium pygmaeum, Anchilophus Depéreti* und *Pachynolophus,* und dasselbe gilt auch von *Tapinodon Gresslyi,* der sicher kein Artiodactyle *(Hyopotamus)* ist.

Phylogenetischer Zusammenhang der Paläohippidenstämme. *Propalaeotherium, Lophiotherium, Anchilophus* und *Pachynolophus* stellen bereits im Mitteleocän vier getrennte Stämme dar. *Pachynolophus* unterscheidet sich von *Propalaeotherium* durch das Fehlen des Mesostyls, die Reduktion der P und die Länge der Zahnlücke. *Lophiotherium* hat mit *Pachynolophus* die lange Zahnlücke, mit *Propalaeotherium* die Anwesenheit des Mesostyls gemein, aber es besitzt M-ähnliche P, während die Isolierung der Zahnelemente einen primitiveren Zustand darstellt. *Anchilophus* zeichnet sich durch hohen Grad der Homöodontie und Erhöhung der Zahnkronen aus; mit *Pachynolophus* hat er das Fehlen des Mesostyls und die Länge der Zahnlücke gemein.

Diesen vier Stämmen in Europa steht in Nordamerika ein einziger gegenüber, nämlich der Stamm der Orohippiden. Die letzteren unterscheiden sich durch das bald sehr kräftig werdende Mesostyl — bei *Protorohippus* noch schwach, bei *Orohippus* schon kräftig — und vor allem durch die Anwesenheit eines, den europäischen Formen durchaus fehlendes Element

an den oberen M, den „Hypostyl", der schon bei *Protorohippus* angedeutet ist und in Europa erst bei *Anchitherium* vorkommt.

Die schon früh beginnende Molarisierung der P erfolgt auf andere Weise als bei den europäischen Formen, insoferne nicht bloß ein Teil, sondern der ganze zweite Innenhügel in das Nachjoch übergeht und das Vorjoch aus dem ersten Zwischenhügel entsteht. Die neogenen **Equiden** können daher nur von den nordamerikanischen **Orohippiden** abgeleitet werden. [Sehr richtig. Ref.]

Alle fünf Stämme gehen auf Stammformen zurück mit mesostyllosen Molaren und vollzähligem, aber einfachem Prämolargebiß. Die Entstehung des Mesostyl und die Komplikation der P erfolgte bei den einzelnen Stämmen keineswegs gleichzeitig, aber tatsächlich fehlte den ältesten Formen der Mesostyl und die P waren bei ihnen noch einfach gebaut. Solche alte, freilich z. T. unvollständig bekannte Formen sind: *Propachynolophus Gaudryi, Pachynolophus Maldani, Hyracotherhyus dichobunoides. Orotherium remense, O. paricuspidens, Lophiotherium proximum,* aus den Teredinensanden (oberes Ypresien) von Epernay, unter denen *Propachynolophus* sich von *Pachynolophus* durch die kräftige Entwicklung des inneren und äußeren Basalbandes und durch die Länge der P-Reihe unterscheidet. Er könnte der Vorläufer von *Pachynolophus cesserasicus* sein, vielleicht auch von *Propalaeotherium. Pachynolophus Maldani* von Ay, Erquelinnes und Cuis mit nur drei P, ist wohl der Ahne von *Duvali.*

Aus dem London Clay von Kent, Essex und Suffolk, unteres Ypresien, also älter als die Teredinensande, hat Owen *Hyracotherium leporinum (= Pliolophus vulpiceps)* und *Hyracotherium cuniculus* beschrieben, von denen die erste Art der Gattung *Propachynolophus* sehr nahe steht und nur durch primitivere Form (konisch) der Zahnelemente und einfacheren Bau des P_3 abweicht. *Hyracotherium cuniculus* ist sehr klein, sogar kleiner als *Anchilophus Desmarestii. Hyracotherium* könnte recht wohl der Ausgangspunkt der europäischen Gattungen *Propachynolophus* und *Lophiotherium* sein.

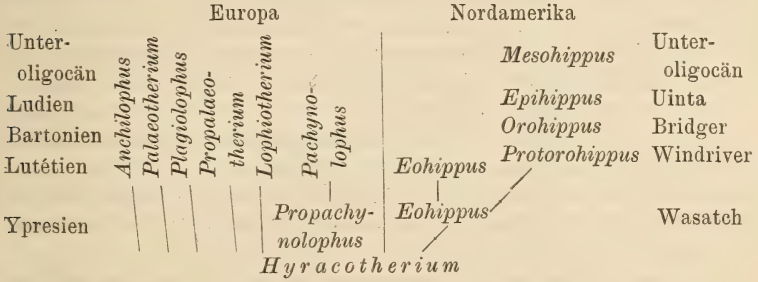
Die sechs *Hyracotherium*-Arten aus dem Wasatch bed von Nordamerika sind vielleicht doch besser als besonderes Genus *Eohippus* von den europäischen abzutrennen, denn sie stehen der Gattung *Propachynolophus* näher und unterscheiden sich von allen europäischen Formen dadurch, daß am oberen P_2 bereits Teilung des Außenhöckers erfolgt, bevor ein innerer Talon zustande kommt. Europäische Formen gehen schwerlich auf *Eohippus* zurück, wohl aber könnte diese Gattung vom europäischen *Hyracotherium,* dem primitivsten aller Perissodactylen abstammen, während die Ableitung von *Protogonia* einigermaßen unsicher bleibt.

Die nahen Beziehungen zwischen *Propachynolophus* und *Eohippus* sind ein deutlicher Beweis für eine im Alteocän existierende Verbindung zwischen Europa und Nordamerika, die auch durch die Verbreitung von *Coryphodon, Esthonyx, Miolophus, Palaeonictis* und *Pachyaena* dokumentiert ist. Dann aber waren beide Kontinente vom Mitteleocän bis in das älteste [? Ref.] Oligocän unterbrochen. In dieser letzteren Periode erfolgte

jedoch keine Wanderung von Equiden; im Miocän hingegen kam *Anchitherium* nach Europa, vermutlich jedoch über Asien.

Im Eocän entfalteten die Paläohippiden in Europa einen viel größeren Formenreichtum als in Nordamerika, dann aber erlöschen sie in Europa vollständig, während sie in Nordamerika von *Mesohippus* an einen großen Formenreichtum aufweisen.

Die geologische Verbreitung der Gattungen der Paläohippiden veranschaulicht Verf. in folgender Weise:



Nachtrag zu *Chasmotherium*. Diese Gattung setzt sich, wie Depéret gezeigt hat, noch in das Bartonien, *Ch. Cartieri*, Robiac, fort. *Ch. minimum* Fischer, Lutétien, kommt außer in Argenton auch in Egerkingen, Lissien und Bracklesham vor. Es stammt von dem kleinen *Ch. Stehlini* Dep. im oberen Ypresien von Cuis, Ay und Egerkingen ab und ist der Stammvater des *Ch. Cartieri*, Lutétien, von Gentilly, Buchsweiler, Egerkingen, Lissieu und Issel. *Ch. minimum* dürfte aber ein Zwischenglied sein.

Nachtrag zu *Lophiodon*. Die älteste Art ist *L. Larteti* in Ypresien von Fismes, Cuis, Ay. Von ihm stammt eine unbenannte Art aus Argenton, Les Echelles, Egerkingen, unteres Lutetien, ab. Aus dieser entsteht *isselense* im oberen Lutétien von Issel, und aus diesem *L. tapiroides*, oberes Lutétien von Buchsweiler, Matelles, Egerkingen, Mormont. Hieraus entwickelt sich *L. rhinocerodes*, Roc de Lunel, Provins, Egerkingen, Chamblon, Lissieu und aus diesem im Bartonien *L. lautricense*, Castrais, Robiac, Libourne, Mormont, Quercy, Heidenheim.

Ein zweiter Stamm beginnt im unteren Lutétien, *L. subpyrenaicum* von St. Quentin, Sibrac, im oberen Lutétien vertreten durch *L. occitanicum* von Issel, Conques und durch *L. leptorhynchum*, La Livinière, Pépieux. Im oberen Lutétien kommen außerdem vor: *L. sardus* von Terras de Collu, *L. Cuvieri* von Jouy, Filain, Dauendorf, Egerkingen, *L. parisiense* von Passy, Vaurigard und Jouy und *L. buxovillanum* von Buchsweiler.

Betrachtungen über das Perissodactylengebiß. Verf. berücksichtigt hier nur die Entstehung des Nachjochs der oberen M und das Milchgebiß. Gegen die Osborn'sche Höcker-Nomenklatur verhält er sich ablehnend, das Nachjoch hat sich nach seiner Ansicht eher nur aus dem Metaconulus als durch Verschmelzung desselben mit dem Hypokon gebildet. Das Milchgebiß ist eine besondere Differenzierung und dürfen

daher nicht ohne weiteres die Milchzähne mit den definitiven M verglichen werden, sondern nur wieder mit Milchzähnen. Was die unteren D der Perissodactylen betrifft, so gibt es hier zwei Typen, den tapiroiden und den rhinocerotoiden, von denen sich der letztere dadurch auszeichnet, daß D_3 vorne die Andeutung eines dritten Joches besitzt, während bei dem ersteren D_3 vollkommen dem D_4 und den M gleicht. Auch greifen bei Tapir die Joche der oberen und unteren D in die Täler dieser Zähne, bei den rhinocerotoiden Formen gilt dies nur für den letzten D, an den vorderen schleifen die Joche der unteren auf jenen der oberen. Schon im Lutétien finden wir beide Typen, den tapiroiden bei *Lophiodon*, den rhinocerotoiden bei *Chasmotherium;* bei den älteren Paläotherien und Lophiotherien treffen wir ebenfalls den rhinocerotoiden, bei den jüngeren Arten aber den tapiroiden. Dieser ist also entschieden sekundär, der erstere dagegen primär. Das Milchgebiß eignet sich also insofern zur Ermittlung genetischer Reihen, als innerhalb einer wirklichen Stammreihe entweder nur einer dieser Typen oder der anfangs erstere und erst später der letztere vorkommen darf, niemals aber etwa ein mehrfacher Wechsel dieser Typen.

Perissodactylen und Artiodactylen stehen sich in bezug auf die Form der D sehr schroff gegenüber. Ihre Milchgebisse haben sich unabhängig voneinander entwickelt. Das Milchgebiß ist eigentlich nur hinsichtlich seiner Brachyodontie konservativ, prophetisch nur dann, wenn gewisse Spezialisierungen später auch beim definitiven Gebiß auftreten. Im Gegensatz zu den Artiodactylen, bei welchen der vorderste Backenzahn zweifellos als P_1 und nicht etwa als D_1 gedeutet werden muß, hatten die Perissodactylen ursprünglich sicher 4 D.

Am Schlusse gibt Verf. eine sehr dankenswerte Zusammenstellung über die Verbreitung der einzelnen Perissodactylen-Arten des Eocän. Er bemerkt auch mit Recht, daß sich die Säugetiere viel besser zur Bestimmung der Horizonte eignen als die Invertebraten.

Das Eocän wird in folgende Horizonte gegliedert:

I. Oberes Ypresien und unteres Lutétien von Cuis, Ay, Mont Bernon bei Epernay, Erquelinnes (Belgien), Palette bei Aix, vielleicht auch Egerkingen (?).

Chasmotherium Stehlini Dep.?, *Lophiodon Larteti* Filh. (*remense* Lem.), *Lophiodochoerus Paronii* Lem., *Lophiodontoid* von Palette?, *Propachynolophus Gaudryi* Lem., *Pachynolophus Maldani* Lem.

II. Mittleres Lutétien von Les Prunes bei Argenton (Indre), Bracklesham, Brüssel, Les Echelles, St. Quentin, Sibrac und Egerkingen (*) (?).

Chasmotherium minimum Fisch. *, *Lophiodon medium* Fisch. *, *L. subpyrenaicum* Filh. ?, *Pachynolophus* sp. von Argenton?, *Propalaeotherium argentonicum* Gerv., *Pr. Rollinati* Stehl. ?, *Pr. parvulum* Laur. *

III. Oberes Lutétien von Passy, Vaugirard, Nanterre, Gentilly, Jouy, Dampleix, Coucy, Provins, La Livinière, Pepieux, Minervais, Cesseras, Issel, Rocher de Lunel, Buchsweiler, Egerkingen (*) (?), Chamblon (**) (??) und Mormont (***) (???), Lissien.

Chasmotherium Cartieri Rüt. *. ???. *Lophiodon rhinocerodes* Rüt. *. **. *L. tapiroides* Cuv. *, ***, *L. isseleuse* auct. ??, *L. Cuvieri* Watt. *, ??, *L. parisiense* Gerv. ??, *L. leptorhynchum* Filh., *L. occitanicum* Cuv., *L. sardum* Bosco. Sardum, *L. buxovillanum* Cuv., *Palaeotherium* cf. *castrense* Noul. *, ???, *P. eocaenum* Gerv. *, **, *P. Rütimeyeri* Stehl. *, **, *Plagiolophus codiciensis* Gaudry, *Pl. Cartieri* Stehl. *, **, *Pl.* sp., *Propalaeotherium* cf. *argentonicum* Gerv. **. *Pr. isselanum* Gerv. *. **, *Pr. parvulum* Laur. *, **, ???, *Lophiotherium pygmaeum* Dep. *. **, *Anchilophus Desmaresti* Gerv. *. *A. Depéreti* Stehl. *. *Pachynolophus Duvali* Pom. ???, *P. Prevosti* Gerv. ?, ???, *P. cesserasicus* Gerv.

Dieser Horizont dürfte vielleicht in zwei zu zerlegen sein.

IV. Bartonien von Lautrec (Castrais), Robiac, Libourne, Paris, Phosphorite von Quercy, Heidenheim, Mormont (**), Moutier (***). Egerkingen (?) enthält nur zweifelhafte Arten.

Chasmotherium Cartieri Rüt. ?. **, *Lophiodon lautricense* Noul. **, *Palaeotherium castrense* Noul. **, *P. curtum* Cuv. **, *P. lautricense* Noul. **. ***, *P.* cf. *Rütimeyeri* Stehl., *Plagiolophus Cartailhaci* Stehl. (im Text *Cartieri*), *Pl. Nouleti* Stehl., *Pl.* cf. *minor* Cuv. ??, ???, *Anchilophus* cf. *Desmaresti* Gerv. ?, **. *A.* cf. *Depéreti* Stehl., *A.* cf. *Gaudini* Pict., *Lophiotherium* cf. *cervulum* Gerv. **, *Pachynolophus* cf. *Duvali* Pom. **, *P. Cayluxi* Filh., *Pernatherium rugosum* Gerv. (Knochen, ähnlich *Macrotherium*).

V. Unteres Ludien. Hordwell, St. Hippolyte de Caton, Souvignargues. Miraval (Aude). Lamandine, unterer Pariser Gips (?), Mormont (*), Moutier (**), Phosphorite.

Palaeotherium cf. *girondicum* Gerv. **, *P.* sp. ?, ??, *P. curtum* Cuv. *, **. *Plagiolophus annectens* Ow. *. **. *Pl.* cf. *minor* Cuv. ?, *. *Lophiotherium cervulum* Gerv. *, *Anchilophus Dumasi* Gerv. *, *A. Gaudini* Pict. *, **.

VI. Oberes Ludien. Monmartre (Gips), Seafield, Bembridge, Mont Anis, Rixheim, Montmoiron und La Débruge (Vaucluse), Langlès. Les Ondes, La Grave, Phosphorite. Obergösgen (*), St. Verena (**), Mormont (***) (???), Moutier (?).

Palaeotherium magnum Cuv. *, ***, *P. Mühlbergi* Stehl. *, **, ?. *P. Buseri* Stehl. *. ***, *P. Möschi* Stel. *, *P. Renevieri* Stehl. ***, *P. Heimi* Stehl. *, ***, *P. curtum* Cuv., *P. perrealense* ?, *Plagiolophus minor* Cuv. *, **. *Pl.* cf. *annectens* Ow. *. ???. *Pl. Fraasi* Mey. *, *Anchilophus radegondensis* Gerv. ???, *A.* sp. *

Egerkingen enthält im alten Steinbruch vielleicht noch unteres Ypresien, sicher aber mittleres und oberes Lutétien und vielleicht ebenso wie in den beiden anderen Aufschlüssen, in welchen aber das mittlere Lutétien fehlt, noch Bartonien.

Mormont enthält bei Eclépens Gare oberes Lutétien, Bartonien und oberes und unteres Ludien, bei St. Loup Alleveys nur Bartonien und unteres Ludien, bei Entreroches, Bavois, nur oberes Ludien.

Chamblon enthält nur oberes Lutétien, Moutier Bartonien bis oberes Ludien, Obergösgen und St. Verena nur oberes Ludien, und das Delsberger Tal wohl Bartonien bis unteres Sannoisien.

Die Fauna von Frohnstetten gehört nur dem unteren Sannoisien, die vom Eselsberg nur oberem Stampien an. Die Phosphorite von Quercy enthalten Bartonien bis Stampien — *Lophiomeryx Chalaniati*, aber nicht mehr Aquitanien — *Anthracotherium minimum*. [Frohnstetten gehört wohl doch dem oberen Ludien an. Ref.]

Die vorliegende Arbeit füllt eine bisher höchst schmerzlich empfundene Lücke aus, denn gerade die Faunen der Schweizer Bohnerze waren bis jetzt am unvollständigsten bekannt. Es wäre nur zu wünschen, daß Verf. recht bald auch die Revision der Artiodactylen, Fleischfresser und der Mikrofauna folgen ließe, so daß in diesem von Rütimeyer geschaffenen Chaos Licht werden könnte. **M. Schlosser.**

O. Abel: Die phylogenetische Entwicklung des Cetaceengebisses und die systematische Stellung der Physeteriden. (Verh. d. deutsch. zool. Ges. 1905. 84—96.)

Während Dames die Ahnen der Odontoceten in panzertragenden Landsäugetieren der Kreide suchte, leitet sie E. Fraas von den Creodonten ab, ja den eocänen *Protocetus atavus* reiht er direkt den Creodonta an wegen der Ähnlichkeit des Gebisses. Zahnformel 3.1.4.3. Backenzähne noch ohne Zacken an Vorder- und Hinterrand. Freilich haben die vorderen Zähne schon große Abstände voneinander, was bei den Creodonta nicht der Fall ist. Bei *Eocetus* sind die P schon vorne und hinten und die M hinten gezackt wie bei *Zeuglodon*, der aber bereits den oberen M_3 verloren hat. Die Zeuglodontiden haben keine Beziehungen zu den übrigen Zahnwalen, es kann also weder der als *Phoca ambigus* beschriebene Squalodontide aus Bünde noch auch *Neosqualodon Assenzae* F. Maj. von Modica (Sicilien) ein Nachkomme von *Zeuglodon* sein, beide stammen vielmehr von *Microzeuglodon caucasicus* Lyd. ab, dessen hintere Zähne auch vorne deutlich gezackt sind und sämtlich isoliert stehen.

Neosqualodon hat mindestens 10 zweiwurzelige, dicht beisammenstehende Zähne, die, wenn man die Zahnformel von *Squalodon* $\frac{3.1.4-5.7}{3.1.4.6-7}$ zugrunde legen würde, als Molaren gedeutet werden müßten. Allein diese Deutung ist unrichtig, da die letzten Zähne weder bei *Squalodon* noch auch bei *Neosqualodon* einen Neuerwerb darstellen; die Richtung der Wurzeln der letzten M schräg nach hinten zeigt nämlich, daß wir es mit den ursprünglichen M zu tun haben. Die Neuanlage von Zähnen muß also im mittleren Kieferteil stattgefunden haben, und dieser Teil ist es auch, welcher die Verlängerung des Rostrums verursachte. Bei *Squalodon* ist zwischen ein- und zweiwurzeligen Zähnen kein wesentlicher Unterschied. Die einwurzeligen Zähne sind nicht durch Spaltung von zweiwurzeligen Zähnen entstanden, sondern dadurch, daß jeder dieser Zähne infolge der Verwachsung seiner beiden Wurzeln einwurzelig wurde. Es sind nur die letzten Zähne wirklich M, die Zahnformel ist also $\frac{3.1.8-9.3}{3.1.9.2}$.

Im oberen Miocän läßt sich die Entstehung der jüngeren Zahnwale aus den Squalodontiden gut beobachten. Es verschwinden nämlich die

Zacken am Vorder- und Hinterrand, die Krone wird konisch und die Wurzel lang und dick. Zugleich verdickt sich ihre Zementschicht, der Osteodentinkegel wird stärker und die ursprüngliche Gabelung der Wurzel ist höchstens mehr durch eine Furche angedeutet. Ein solches Übergangsstadium ist *Scaldicetus*. Das Ineinandergreifen der oberen und unteren Zähne führt zu einer Abschnürung der Krone — *Hoplocetus* —, dann zum Verlust der Krone — *Eucetus* — und zuletzt zu starker Abkauung der Wurzel. Durch Verlust des Schmelzes an der Zahnkrone entsteht die miocäne Gattung *Physeterula*. Verlust der Inzisiven und frühzeitiges Ausfallen der Oberkieferzähne sehen wir bei *Prophyseter*, und *Placoziphius* mit seinen zahnlosen Oberkiefern ist eigentlich schon eine *Kogia*. Die Entwicklung der Physeteriden aus den Squalodontiden ist also im Obermiocän schon vollendet.

Die Umwandlung der Squalodontiden in Ziphiiden erfolgte in anderer Weise als die in die Physeteriden, beide haben nur die Reduktion der Bezahnung gemein. Bei *Champsodelphis* hat die Unterkiefersymphyse schon 13 einwurzelige Zähne, von denen aber der erste und siebente größer sind als die übrigen, das polyodont-homodonte Gebiß ist also bei diesem „*Palaeoziphius*“ n. g. pseudoheterodont geworden. Dann vergrößern sich die vordersten Zähne und das hintere große Zahnpaar rückt mehr nach vorne, während die dazwischen befindlichen Zähne rudimentär werden — *Anoplonassa*. Bei *Mioziphius* hat sich die Symphyse noch mehr verkürzt und in den großen Alveolen ist ein besonderer Knochenpfropfen dem Zahne nachgewachsen, der zur Befestigung des seitlich komprimierten Zahnes diente. Aus dieser Form ist dann *Berardius* entstanden. Wir haben also:

1.	Oligodont-heterodont	Stadium *Microzeuglodon*.
2.	Polyodont-heterodont	„ *Neosqualodon*.
3.	Polyodont-pseudoheterodont	„ *Palaeoziphius*.
4.	Oligodont-pseudoheterodont	„ *Anoplonassa*.
5.	„ „	„ *Mioziphius*.
6.	„ „	„ *Berardius*.

Die Entwicklung der Ziphiiden aus Squalodontiden begann im Mittelmiocän und war im oberen Miocän schon im wesentlichen abgeschlossen.

Eine dritte Entwicklungsreihe ist die der Eurhinodelphiden mit bedeutender Verlängerung des zahnlosen Zwischenkiefers, und eine vierte ist jene der Acrodelphiden. Bei diesen letzteren wird die Krone kürzer und stumpfer, die Zacken am Vorder- und Hinterrande werden reduziert und durch Schmelzfalten und Höcker an der Basis der Krone ersetzt und zugleich verschmelzen die Wurzeln. Zuletzt wird die Krone glatt und konisch. Die Spitzen der stets nur kleinen Zähne sind rückwärts gebogen.

Unsicher bleibt vorläufig die Stammesgeschichte von *Platanista* und die Stellung der Saurodelphidae, von denen *Saurodelphis* wirklich Vermehrung der Zähne durch Teilung erkennen läßt. Die Delphiniden endlich lassen sich weder von Squalotontiden noch auch von anderen Odontoceten ableiten. Der älteste ist *Palaeophocaena* aus dem Miocän der Halbinsel

Taman, der nur im Bau der Zwischenkiefer primitiver ist als *Phocaena*. Wahrscheinlich gehen die Delphiniden auf kleine Creodontia zurück. ?? Ref.

Die Odontoceten sind ein polyphyletischer Stamm. Was die Mystacoceten betrifft, so wissen wir nichts Näheres über ihre Herkunft, es ist nur so viel sicher, daß sie einmal das Stadium eines polyodonten Zahnwales durchlaufen haben müssen. Ref. ist fast geneigt, Beziehungen zu den großen Formen der Zeuglodontiden anzunehmen.

In der nämlichen Zeit, in welcher die Archaeoceten entstanden sind, haben sich auch die Sirenen von Condylarthren abgezweigt. Die Entwicklung beider Gruppen geht anfangs mit großer Schnelligkeit vor sich. [Eine Verwandtschaft der Sirenen mit Condylarthren ist im höchsten Grade unwahrscheinlich, dagegen haben die Sirenen jedenfalls im Untereocän einen gemeinsamen Ahnen mit den Proboscidiern. Ref.] **M. Schlosser.**

O. Abel: Eine Stammtype der Delphiniden aus dem Miocän der Halbinsel Taman. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1905. 375—392. 4 Fig.)

In den dunklen Schiefer der zweiten Mediterranstufe der Halbinsel Taman am Schwarzen Meer fand Andrussow einen Schädel und Teile der Vorderextremität eines Delphiniden, auf welchen Verf. das neue Genus *Palaeophocaena Andrussowi* n. sp. begründet.

Das Tier war nur etwa 1 m lang. Der Schädel ist im allgemeinen dem von *Phocaena* sehr ähnlich, jedoch verhält er sich primitiver, insofern die Prämaxillen die Nasenbeine in ihrer vorderen Hälfte umfassen, während sie bei *Phocaena* zurückgebildet sind und nur bis zur halben Länge der oberen Nasenöffnung reichen. Auch bilden die Parietalia in der Mitte des Schädeldaches ein breiteres Band als bei diesen lebenden Gattungen. Das Squamosum liegt als kleiner Lappen auf dem Parietale und nimmt nur geringen Anteil an der Bildung der Temporal-Grube. Die Frontalia sind hinter den Nasenbeinen schwach aufgewulstet. Die Vorderextremität ist der von *Delphinopsis Freyeri* aus Radoboj ähnlich, und der Humerus schlanker als bei *Phocaena*. *Protophocaena* aus dem Bolderien von Antwerpen ist ebenfalls eine sehr kleine Form, die sich aber nicht näher vergleichen läßt, da man nur das Rostrum kennt.

Die Phocänen gehören mit Ausnahme der Gattungen *Protophocaena*, *Palaeophocaena* und *Delphinopsis* ausschließlich der Gegenwart an und sind jetzt durch die Gattungen *Neomeris* mit einer und *Phocaena* mit vier Arten vertreten; *Phocaena relicta* n. sp. wird die bisher als *Delphinus phocaena* und *Phocaena communis* bekannte Art des Pontus benannt, weil sie verschieden ist von *Phocaena communis* des Atlantischen Meeres. Da die Gattung *Phocaena* im Mittelmeer fehlt, im Miocän aber eine sehr ähnliche Form im Gebiet des jetzigen Pontus gelebt hat, so wird es wahrscheinlich, daß die lebende Art des Pontus nicht durch das Mittelmeer eingewandert, sondern aus jener miocänen Form entstanden ist.

M. Schlosser.

Fische.

G. G. Bassoli: Otolithi fossili terziarii dell' Emilia. (Riv. ital. di Paleont. Perugia 1906. 36—57. Tav. 1, 2.)

Verf. beschreibt die im geologischen Museum der Universität Modena befindlichen Otolithen, die größtenteils aus dem Miocän (Monte Gibio) und Pliocän der Provinz Modena, aus Piacenza und Reggio stammen. Dieselben umfassen folgende Familien und z. T. im Verein mit dem Ref. neu beschriebenen Otolithen.

Siluroidae: 1 Art (*Arius germanicus* Kok.).

Scombresocidae: *O. (Hemiramphus?) italicus* n. sp.

Gadidae: 4 Arten, neu: *O. (Merlucius) praesculentus.*

Macruridae: 10 Arten, neu: *O. (Macrurus) ornatus, contortus, Arthaberoides, novus, maximus.*

Ophidiidae: 9 Arten, neu: *O. (Ophidium) appendiculatus, Pantanellii, saxolensis, parvulus, pulcher, magnus, O. (Ophidiidarum) gibbus.*

Pleuronectidae: 5 Arten, neu: *O. (Citharus) Schuberti, O. (Platessa) lobatus, O. (Solea) Kokeni* und *patens.*

Sciaenidae: 2 Arten.

Trachinidae: 1 Art, und zwar *O. (Trachinus) miocenicus* n. sp.

Berycidae: 9 Arten, als neu: *O. (Hoplostethus) perforatus* und *O. (Berycidarum) sulcatus* und *tuberculatus*, die nach neueren Untersuchungen des Ref. zu den Scopeliden *(Scopelus)* gehören.

Percidae: 4 Arten, neu: *O. (Dentex) speronatus, O. (Labrax) lucidus, O. (Percidarum) arcuatus.*

Sparidae: 4 Arten, neu: *O. (Chrysophris) Doderleini, O. (Sparidarum) mutinensis* und *fragilis.*

Triglidae: 2 Arten, und zwar *O. (Peristedion) clarus* n. sp., *O. (Trigla) mirabilis* n. sp.

Gobiidae: 1 Art (*G. vicinalis* Kok.).

Cepolidae: 1 neue Art: *O. (Cepola) prerubescens.*

Carangidae: 2 Arten, neu: *O. (Carangidarum) inflatus.*

Pediculati: 1 neue Art: *O. (Lophius) unicus.*

Auf Grund der Gesamtheit der Gattungen und relativen Häufigkeit (besonders der Macruriden) schließt Verf. auf Vorhandensein eines tiefen Meeres und ein wärmeres Klima als jetzt oder besser auf eine höhere Jahrestemperatur. **R. J. Schubert.**

D. Pantanelli: Su gli otolithi fossili. (Proc. verb. Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa 1904. 14. 71, 72.)

Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse von Bassoli's Studien über die Otolithen des geologischen Museums der Universität Modena (etwa 12000 Exemplaren). **R. J. Schubert.**

Arthropoden.

Karl Wiman: Paläontologische Notizen 3—6. (Bull. geol. inst. Upsala. **6**. 77. Taf. 5. 1905.)

3. Über *Robergia microphthalma* Lns. und *Triarthrus jemtlandicus* Lns. Die erste der beiden genannten, aus den *Ceratopyge*-Schichten von Jämtland stammenden Formen wurde von Linnarson als *Remopleurides* beschrieben, während Holm sie zu *Dicellocephalus* stellte. Nach Verf. fehlt ihr aber die für diese Gattung bezeichnende plattenförmige Ausbreitung vor der Glabella; es ist hier vielmehr nur ein schmaler, flachbogiger, von der Facialsutur begrenzter Saum vorhanden. Diese Abweichungen waren bestimmend für die Aufstellung der neuen Gattung *Robergia*.

Die zweitgenannte Art wurde von Holm mit *Triarthrus Beckii* Green vereinigt; Verf. weist indes ihre Selbständigkeit nach.

4. *Paradoxides jemtlandicus* n. sp. Die neue Art stammt sehr wahrscheinlich aus der *Oelandicus*-Zone.

5. Neuer Trilobit im *Dictyonema*-Schiefer des nordwestlichen Angermanland. Im Gegensatz zu anderen Trilobiten dieses Niveaus handelt es sich hier um eine Form von ausgesprochen cambrischem Gepräge: eine Art der Gattung *Boeckia*, die den Namen *B. Mobergi* erhält.

6. Neue *Conularia* aus der Wesenberger Schicht des mittelbaltischen Silurgebiets, die als *C. Munthei* beschrieben wird. **Kayser.**

Charles E. Beecher: Note on a New Permian Xiphosuran from Kansas. (Am. Journ. Sc. 1904. **4**. XVIII. 23. Textfig.)

Im Nachlaß des früh verstorbenen Verf. fand sich eine kurze Notiz über *Prestwichia signata* n. sp., von welcher Art zwar nur ein fragmentärer Cephalothorax vorliegt, der aber wegen seines jugendlichen Alters (Perm von Kansas) Interesse darbietet. **Drevermann.**

Cephalopoden.

A. Hyatt and J. Perrin Smith: The triassic Cephalopod Genera of America. (U. S. Geol. Surv. Professional Paper. No. 40. Washington 1905. 214 p. Mit 85 Taf.)

Vor zwölf Jahren haben Hyatt und Perrin Smith die Bearbeitung der Triasfaunen Nordamerikas begonnen. Das Material stammte aus Aufsammlungen in der unteren Trias von Idaho (Aspen Ridge) und Inyo County (Kalifornien), in der mittleren Trias von Inyo und der westlichen Humboldt-Kette (Nevada), in der oberen Trias von Nevada und Kalifornien (Plumas und Shasta Counties). Prof. Hyatt starb kurz vor der Vollendung des vorliegenden Werkes, so daß dessen Herausgabe dem an zweiter Stelle genannten Verf. allein zufiel.

Das Werk selbst ist keine vollständige Monographie der nordamerikanischen Triascephalopoden, sondern nur die Grundlage zu einer solchen. Es enthält nämlich die Aufzählung und Diagnose aller bisher aus der Trias Nordamerikas bekannt gewordenen Cephalopodengenera, ferner die Beschreibung und Abbildung je einer besonders charakteristischen Spezies einer jeden Gattung, bezw. bei den neu aufgestellten Gattungen der typischen Art. Nur ausnahmsweise werden bei einzelnen Gattungen zwei Arten beschrieben und abgebildet. Da bei jeder Gattung die Zahl der amerikanischen Arten mitgeteilt wird, so kann man daraus ersehen, daß das vorhandene Material durch die vorliegende Monographie noch bei weitem nicht erschöpft ist. Dennoch ist der Fortschritt, den unsere Kenntnis der pelagischen Triasfaunen durch dieselbe erfährt, sehr hoch anzuschlagen. Man darf ohne Übertreibung sagen, daß die so lange unterschätzte Trias Nordamerikas der alpinen und indischen an Bedeutung nahezu gleichkommt. Für die Erschließung derselben wird das vorliegende Werk stets den Wert einer grundlegenden Arbeit besitzen.

Nach einer kurzen Einleitung, in der die Entwicklung der Triasbildungen in Nordamerika besprochen wird, folgt die systematische Beschreibung der Gattungen und typischen Arten. Wohltuend berührt in diesen die Mäßigung, die sich Hyatt in der von ihm sonst geübten heillosen Zersplitterung der Gattungen auferlegt hat. Von den neuen Gattungsnamen, die in der englischen Ausgabe von Zittel's „Textbook of Palaeontology" in so überreicher Fülle erschienen sind, ist ein großer Teil wieder eingezogen worden. In bezug auf die Systematik der Triasammoniten schließen sich beide Verf. zumeist dem Referenten an, während sie die von Frech in der Lethaea befürwortete Einteilung der permischen und triadischen Ammoniten ablehnen. Besondere Schwierigkeiten hat auch den Verf. die Abgrenzung der untertriadischen Ammonitengenera geboten, die sich bekanntlich in einem Zustande arger Verwirrung befindet.

Nachstehend die Übersicht der in dem Werke behandelten Ammonitengattungen.

Unterordn. **Tropitoidea.**

Fam. **Haloritidae.**

Gen. *Leconteia* n. g. Kleine, subglobose Schalen mit engem Nabel und zahlreichen radialen Einschnürungen, ähnlich *Polycyclus*, aber mit langer Wohnkammer und ceratitischen Loben. *Subbullatus*-Schichten. 2 Arten.

L. californica.

Gen. *Sagenites* Mojs. in Amerika nur vertreten durch die Untergattung *Trachysagenites* Mojs.

Zwei europäische Arten *T. Herbichi* Mojs. und *T. erinaceus* Dittm. in den *Subbullatus*-Schichten von Kalifornien.

Gen. *Halorites* Mojs.

H. americanus n. sp. *Pseudomonotis* beds.

Subgen. *Homerites* Mojs.

H. semiglobosus Hauer, im oberen Hosselkus limestone, über den *Subbullatus*-Schichten, die die Art in Europa beherbergen.

Gen. *Tardeceras* n. g. Kleine, an *Juvavites* erinnernde Gehäuse mit glatter Externseite und ceratitischen Loben. Eine Art

T. parvum aus den *Subbullatus*-Schichten Kaliforniens.

Gen. *Juvavites* Mojs. vertreten durch mehrere Arten von *Juvavites* s. s. und *Anatomites* Mojs.

J. subinterruptus Mojs. *Subbullatus*-Schichten der Alpen und Kaliforniens.

A. subintermittens n. sp. *Subbullatus*-Schichten.

Fam. **Sibiritidae** Mojs.

Gen. *Sibirites* Mojs. Die hierher gehörigen Arten aus den *Meekoceras* beds der Inyo Range fallen der von Waagen zu *Sibirites* gestellten Formengruppe aus den Ceratitenschichten der Salt Range zu, die vielleicht von dem Typus der Gattung *S. pretiosus* Mojs. generisch getrennt werden muß.

S. Noetlingi n. sp., nahe verwandt mit *S. hircinus* Waag. aus dem oberen Ceratitenkalk.

Gen. *Columbites* n. g. Evolute Gehäuse von der Form der *Dinarites spiniplicati (Olenekites)*, aber in der Jugend mit mehr trapezförmigem Querschnitt und vielen Varices. Longidom. Wahrscheinlich die Stammform von *Tropites*, der in seinen Jugendstadien *Columbites* sehr ähnlich ist.

C. parisianus und noch 4 unbeschriebene Arten aus den *Meekoceras* beds (untere Trias) von Idaho.

Fam. **Tropitidae** Mojs.

Gen. *Paratropites* Mojs. In den *Subbullatus*-Schichten Kaliforniens durch eine große Zahl von Arten vertreten, die solchen der Alpen sehr nahe stehen. Zwei amerikanische Formen *P. Sellai* Mojs. und *P. Dittmari* Mojs. sind mit europäischen identisch. Eine neue Art *P. americanus*. die durch das Verschwinden der Lateralrippen auf den äußeren Umgängen charakterisiert ist, wird zum Typus der neuen Untergattung *Gymnotropites* erhoben.

Gen. *Sibyllites* Mojs.

Nur eine Art *S. Louderbacki* n. sp. in der mittleren Trias von Nevada.

Gen. *Tropiceltites* Mojs.

Nur eine Art *T. Frechi* n. sp. in den *Subbullatus*-Schichten Kaliforniens.

Gen. *Tornquistites* n. g. Kleine, evolute Tropitiden mit goniatitischen Loben und in der Jugend mit Externkiel wie *Styrites* Mojs. Wahrscheinlich ist auch der europäische *Isculites obolinus* Dittm. zu diesem Genus zu stellen. Zwei Arten in den *Subbullatus*-Schichten Kaliforniens.

T. evolutus n. sp.

Gen. *Discotropites* n. nom. E. v. Mojsisovics hat die Gruppe des *Ammonites sandlingensis* Hauer mit der Gattung *Eutomoceras* Hyatt vereinigt. *E. Laubei* Meek aus der mittleren Trias von Nevada, der Typus der Gattung *Eutomoceras*, gehört aber, wie die Untersuchungen der Verf. gezeigt haben, in die Verwandtschaft von *Hungarites* zu den Cera-

titoidea. Die Gruppe des *A. sandlingensis* muß also einen neuen Gattungsnamen erhalten. Als solcher wird *Discotropites* vorgeschlagen. Mehrere mit alpinen nahe verwandte oder identische Arten, darunter *D. sandlingensis* selbst, haben sich auch in den kalifornischen *Subbullatus*-Schichten gefunden.

Gen. *Tropites* Mojs. Zwei mit europäischen identische Arten, *T. torquillus* Mojs. und *T. subbullatus* neben einer Anzahl neuer, noch unbeschriebener Formen in den Hosselkus-Kalken von Kalifornien.

Unterordn. **Arcestoidea**.

Fam. **Popanoceratidae** Hyatt.

Gen. *Popanoceras* Hyatt. In der mittleren Trias von Inyo County nur vertreten durch das Subgenus *Parapopanoceras* Haug, als dessen Typus die Verf. übereinstimmend mit Haug (im Widerspruch mit E. v. Mojsisovics) *P. Verneuili* Mojs. betrachten.

P. Haugi n. sp.

Gen. *Prosphingites* Mojs.

P. Austini n. sp., *Meekoceras* beds (Untere Trias) von Inyo County.

Fam. **Arcestidae** Mojs.

Gen. *Arcestes* Suess.

A. Andersoni n. sp., aus der Gruppe der *A. coloni*. *Pseudomonotis* beds der Humboldt Range.

Subgen. *Proarcestes* Mojs.

P. pacificus n. sp. *Subbullatus*-Schichten von Kalifornien.

Gen. *Joannites* Mojs.

Zwei Arten, *J. Gabbi* Meek und *J. nevadanus* n. sp., ob. Muschelkalk von Nevada.

Unterordn. **Ptychitoidea**.

Fam. **Ptychitidae** Mojs.

Unterfam. **Nannitinae** Diener.

Gen. *Paraganides* n. g. Zwergformen, ähnlich *Nannites*, aber ohne Medianhöcker im Externlobus. Von *Aganides* Montf. unterschieden durch Auftreten eines zweiten Laterallobus. Einzige Art

P. californicus, *Subbullatus*-Schichten.

Gen. *Nannites* Mojs. Mehrere Arten in den untertriadischen *Meekoceras* beds, solchen aus der unteren Trias des Himalaya sehr nahestehend.

N. Dieneri n. sp.

Gen. *Paranannites* n. g. Äußerlich übereinstimmend mit *Nannites*, aber mit ceratitischen Loben. Mehrere Arten in den *Meekoceras* beds von Idaho.

P. aspenensis n. sp.

Unterfam. **Ptychitinae**.

Gen. *Owenites* n. g. Äußerlich sehr ähnlich *Dalmatites* Kittl, aber mit zahlreichen Auxiliarloben. Die inneren Windungen, wie bei *Nannites*. Die Gattung wird dementsprechend von den Verf. trotz der Ähnlichkeit der erwachsenen Exemplare mit *Hungarites* zu den Ptychitidae gestellt. Mehrere Arten aus der unteren Trias (*Meekoceras* beds) von Inyo County.

O. Koeneni n. sp.

Gen. *Proptychites* Waagen. Die Verf. treten für die Aufrechterhaltung dieses Gattungsnamens für die Gruppe des *Ceratites Lawrencianus* de Kon. ein und für die Zugehörigkeit des Genus zu den Ptychitidae im Sinne des Ref. Der Vorschlag Frech's, *Proptychites* mit *Aspidites* zu vereinigen, bedarf noch einer Überprüfung durch das Studium der Ontogenie beider Gattungen. Der Meinung Waagen's, daß *Proptychites* und *Ptychites* in einem direkten Deszendenzverhältnis stehen, widersprechen die Verf., betrachten vielmehr in Übereinstimmung mit E. v. Mojsisovics und dem Ref. *Nannites* als die Stammform von *Ptychites*.

P. Walcotti n. sp., aus den untertriadischen *Meekoceras* beds von Inyo County.

Gen. *Ptychites* Mojs.

P. Meeki n. sp. aus der unteren ladinischen Stufe der Humboldt Range, Nevada.

Fam. **Thalassoceratidae**.

Gen. *Ussuria* Diener. Diese bisher nur aus der unteren Trias Ostsibiriens bekannt gewordene, durch ihre komplizierten Suturen auffallende Gattung hat sich auch in den untertriadischen *Meekoceras* beds von Idaho und Kalifornien in zwei Arten gefunden, deren Loben noch reicher zerschlitzt sind, als jene der beiden von dem Ref. beschriebenen asiatischen Arten.

U. compressa n. sp., *U. Waageni* n. sp.

Die Verf. betrachten in Übereinstimmung mit dem Ref. *Ussuria* als Abkömmling von *Thalassoceras* Gemm., schließen aber auch noch *Sturia* Mojs. an diese Gattung an.

Unterordn. **Lytoceratoidea.**

Fam. **Lytoceratidae.**

Gen. *Monophyllites* Mojs. Nur eine Art *M. Billingsianus* Gabb aus der mittleren Trias von Nevada.

Unterordn. **Pinacoceratoidea.**

Fam. **Pinacoceratidae** Mojs.

Gen. *Aspenites* n. g. Ein gekielter, enggenabelter Ammonit mit einem Adventivlobus und zahlreichen Auxiliaren. Sättel ganzrandig. Nur eine Art.

A. acutus, Meekoceras beds.

Gen. *Sageceras* Mojs.

S. Gabbi Mojs. aus der mittleren Trias der Humboldt Range, Nevada.

Gen. *Pseudosageceras* Diener.

Ps. intermontanum n. sp., *Meekoceras* beds von Idaho und Kalifornien.

Gen. *Hedenstroemia* Waag.

H. Kossmati n. sp., *Meekoceras* beds.

Gen. *Clypites* Waag.

Cl. tenuis n. sp., *Meekoceras* beds von Idaho.

Gen. *Hauerites* Mojs. Diese Gattung wurde von E. v. Mojsisovics zu den Ceratitoidea gestellt und an *Cyrtopleurites* angereiht, allein Unter-

suchungen der ontogenetischen Entwicklung ergaben die Übereinstimmung der Jugendstadien mit *Ambites* Waag.

H. Ashleyi n. sp., aus der Verwandtschaft des *H. Aesculapii* Mojs., *Subbullatus*-Schichten.

Gen. *Dieneria* n. g. Sehr nahe stehend *Ambites* Waag., von diesem nur durch den gezähnten Laterallobus unterschieden.

D. Arthaberi, *Subbullatus*-Schichten von Kalifornien.

Gen. *Placites* Mojs. Nur eine Art.

Pl. Humboldtensis n. sp., sehr nahestehend dem indischen *Pl. Sakuntala* Mojs., norische Stufe, Nevada.

Fam. **Pronoritidae.**

Gen. *Cordillerites* n. g. Nahestehend *Arthaberites* Diener, aber Suturen komplizierter. Externlobus dreiteilig und sehr kurz, drei Adventivloben, von denen der dritte sehr groß und zweispitzig ist, zwei dreiteilige Lateralloben, eine lange Auxiliarreihe.

C. angulatus, *Meekoceras* beds von Idaho.

Gen. *Lanceolites* n. g. Äußerlich, wie *Arthaberites* oder *Cordillerites*, aber mit gefingerten Loben und zungenförmigen, geteilten Sätteln.

L. compactus, *Meekoceras* beds.

Unterordn. **Ceratitoidea.**

Fam. **Gymnitidae.**

Gen. *Xenaspis* Waag. Die Verf. treten in Übereinstimmung mit dem Ref. und im Widerspruch mit Frech für die Aufrechterhaltung dieses Genus für evolute, meekoceratidenähnliche Gehäuse mit langer Wohnkammer ein.

X. Marcoui n. sp., *Meekoceras* beds.

Gen. *Ophiceras* Griesb. Das von dem Ref. nachgewiesene Auftreten innerer Spiralstreifen konnte auch an einigen amerikanischen Formen beobachtet werden, deren Zugehörigkeit zu *Ophiceras* dadurch sichergestellt erscheint.

O. Dieneri n. sp., sehr nahestehend dem indischen *O. demissum* Oppel; *O. Spencei* n. sp., aus der Verwandtschaft des *O. ptychodes* Dien., beide aus den *Meekoceras* beds von Kalifornien. Die Verf. heben die nahen Beziehungen der Fauna der amerikanischen *Meekoceras* beds zu jener der indischen *Otoceras* beds gerade mit Rücksicht auf diese Faunenelemente hervor und bezeichnen die Zugehörigkeit der *Otoceras* beds zum Perm (Noetling, Frech) als überaus unwahrscheinlich.

Gen. *Flemingites* Waag. Mehrere Arten in den *Meekoceras* beds von Idaho.

F. Russelli n. sp.

Fam. **Celtitidae.** Diese Familie wird trotz der langen Wohnkammer nicht zu den Tropitoidea gestellt, weil die Jugendstadien von *Tropites* keinerlei Beziehungen zu *Celtites* zeigen.

Gen. *Xenodiscus* Waag.

X. Bittneri n. sp., ähnlich *Danubites himalayanus* Griesb. oder *Dinarites (?) evolutus* Waag., aber mit langer Wohnkammer (ganzer letzter

Umgang). Ein Nachzügler dieser permischen Gattung an der Basis der mittleren Trias der Inyo Range.

Gen. *Celtites* Mojs. Einige unbeschriebene Spezies aus den *Meekoceras* beds von Idaho, ferner

C. Halli Mojs. aus der mittleren Trias von Nevada. Die Art wurde von Gabb und Meek als *C. laevidorsatus* v. Hauer beschrieben, von E. v. Mojsisovics spezifisch getrennt und *Danubites Halli* genannt. Ihre Wohnkammer ist aber länger als die letzte Windung, so daß sie zu *Celtites* gestellt werden muß.

Fam. **Hungaritidae**.

Gen. *Hungarites* Mojs.

H. Yatesi n. sp., nahe verwandt mit dem spanischen *H. Pradoi* Vern. Mittlere Trias der Inyo Range.

Gen. *Eutomoceras* Hyatt. Der Typus der Gattung *Eutomoceras Laubei* Meek steht *Hungarites* so nahe, daß beide Gattungen vielleicht identisch sind.

E. Laubei Meek, mittlere Trias von Nevada.

Gen. *Longobardites* Mojs.

L. nevadanus n. sp., aus der Verwandtschaft des *L. Zsigmondyi* Boeckh, mittlere Trias von Nevada.

Gen. *Inyoites* n. g. Evolute, flache Gehäuse mit hohem Kiel, circumplikater Skulptur und ceratitischen Loben. Lange Wohnkammer.

I. Oweni, Meekoceras beds von Kalifornien.

Fam. **Meekoceratidae.**

Gen. *Paralecanites* Diener. Diese bisher nur aus dem *Bellerophon*-Kalk der Alpen bekannte Gattung hat sich auch in den untertriadischen *Meekoceras* beds von Idaho gefunden.

P. Arnoldi n. sp.

Gen. *Lecanites* Mojs.

L. Knechti n. sp., *Meekoceras* beds der Inyo Range.

L. Vogdesi n. sp., mittlere Trias von Nevada.

Gen. *Meekoceras* Hyatt. Als Typus dieser so verschieden beurteilten Gattung wird *M. gracilitatis* betrachtet. Die mit dieser Art verwandten Formen bilden das Genus *Meekoceras* s. s. Alle Vertreter der Gattung im weiteren Sinne sind charakteristische Leitformen der unteren Trias.

M. gracilitatis White, sehr nahestehend *M. boreale* Diener aus der unteren Trias Ostsibiriens und des Himalaya; *M. pilatum* n. sp.

Subgen. *Gyronites* Waag.

G. aplanatus White.

Subgen. *Koninckites* Waag.

K. Mushbachanus White. Die von Frech befürwortete Vereinigung von *Koninckites* mit *Aspidites* lehnen die Verf. ab, da der Typus der Untergattung *Koninckites, K. vetustus* Waag. ebenso wie *K. Mushbachanus*, von *Aspidites* unzweifelhaft verschieden ist.

Subgen. *Prionolobus* Waag.

P. Waageni n. sp., *P. Jacksoni* n. sp.

Vertreter dieser Untergattungen stehen einander so nahe, daß ihre generische Trennung sehr schwierig wird. Auch *Ophiceras* und *Gyronites* können nur auseinandergehalten werden, wenn gut erhaltene Stücke mit Schale vorliegen.

Gen. *Aspidites* Waag.

A. Hooveri n. sp., *Meekoceras* beds von Kalifornien.

Gen. *Beyrichites* Waag.

B. rotelliformis Meek, mittlere Trias der Humboldt Range, Nevada.

Fam. **Ceratitidae.** In dieser Familie vereinigen die Verf. sowohl die Angehörigen der Dinaritinae als der Tirolitinae im Sinne von E. v. Mojsisovics. Als Stammform sind nicht *Xenodiscus*, sondern *Lecanites* angesehen.

Gen. *Tirolites* Mojs.

T. pacificus n. sp. aus der Gruppe der *T. spinosi*, mittlere Trias der Inyo Range, ferner mehrere unbeschriebene Arten aus der Verwandtschaft des *T. cassianus* in der unteren Trias von Idaho.

Subgen. *Metatirolites* Mojs.

M. foliaceus Dittm. *Subbullatus*-Schichten der Alpen und Kaliforniens.

Gen. *Dinarites* Mojs.

D. Bonae Vistae n. sp. Mittlere Trias der Humboldt Range.

[Diese Art gehört einer Formengruppe an, für die Ref. kürzlich den Namen *Cuccoceras* vorgeschlagen hat und die auch in der Trias der Alpen und des Himalaya auf den Muschelkalk beschränkt ist.]

Gen. *Danubites* Mojs. Die Verf. betrachten die Gruppe des *Celtites Floriani* als Typus dieser Gattung, wodurch der Name *Florianites* Hyatt in Wegfall kommt. [Dagegen wäre jedoch zu bemerken, daß E. v. Mojsisovics selbst unter den als *Danubites* zusammengefaßten Formengruppen an erster Stelle die *Ceratites obsoleti* nennt, so daß der Name *Florianites* immerhin der Gruppe des *Ceratites Floriani* verbleiben könnte, woferne deren Abtrennung von den *C. obsoleti* sich als wünschenswert herausstellen sollte.]

Danubites Strongi n. sp., *Meekoceras* beds.

Gen. *Balatonites* Mojs.

B. shoshonensis n. sp. aus der Gruppe der *B. gemmati;* mittlere Trias, Nevada.

Gen. *Ceratites* de Haan.

C. humboldtensis n. sp. aus der Verwandtschaft des *C. subnodosus* Mojs.; mittlere Trias von Nevada; ferner einige andere mit alpinen teils nahe verwandte, teils sogar vielleicht identische Arten (*C.* cf. *trinodosus* Mojs., *C.* cf. *planus* Arth.).

Subgen. *Gymnotoceras* Hyatt, umfaßt die Gruppe der *Ceratites geminati* Mojs.

Gymnotoceras Blakei Meek, mittlere Trias, Nevada.

Gen. *Arpadites* Mojs. zwei Arten.

A. Gabbi n. sp., *Subbullatus*-Schichten.

Gen. *Acrochordiceras* Hyatt drei Arten.

A. Hyatti Meek, mittlere Trias, Nevada.

Gen. *Eudiscoceras* Hyatt. Wahrscheinlich verwandt mit *Arpadites*, doch ist die systematische Stellung infolge der ungenügenden Erhaltung des Typus *E. Gabbi* Meek aus der mittleren Trias von Nevada unsicher.

Gen. *Californites* n. g. Repräsentiert ein Zwischenstadium zwischen *Tirolites* und *Clionites*. Besitzt die Flankenskulptur von *Clionites*, aber eine tiefe Externfurche. Zwei Arten.

C. Merriami, *Subbullatus*-Schichten.

Gen. *Clionites* Mojs. Die amerikanischen Vertreter dieser Gattung, die keineswegs in direktem Deszendenzverhältnis zu *Arpadites* steht (E. v. Mojsisovics), zerfallen in fünf Gruppen:

1. Gruppe des *Cl. Fairbanksii* n. sp. (*Clionites* s. s.). *Subbullatus*-Schichten, in denen diese dem indischen *Cl. Woodwardi* Mojs. nahestehende Gruppe durch mehrere Arten repräsentiert wird.

2. Gruppe des *Cl. rugosus* n. sp. (Subgen. *Stantonites* n. subgen.), mit sehr evoluten Windungen und in kräftige Knoten aufgelösten Flankenrippen.

3. Gruppe des *Cl. compressus* n. sp. (Subgen. *Shastites* n. subgen.). Hochmündig, flach, mit relativ engem Nabel und beknoteten, sigmoiden Rippen, deren Endknoten fast fortlaufende, die Externfurche entlang beiden Seiten begleitende Kiele bilden.

4. Gruppe des *Cl. robustus* n. sp. (Subgen. *Traskites* n. subgen.), mit quadratischem Querschnitt, breiter Externseite und sehr kräftigen Knoten, ähnlich den Jugendformen des alpinen *Cl. Ares* Mojs.

5. Gruppe des *Cl. californicus* n. sp. (Subgen. *Neanites* n. subgen.). Die Skulptur von *Californites* persistiert während des ganzen Jugendstadiums und die *Clionites*-Skulptur stellt sich fast unvermittelt ein.

Sämtlich in den *Subbullatus*-Schichten, *Traskites* auch im unteren Hosselkus limestone über dem Hauptlager des *Tropites subbullatus*.

Gen. *Trachyceras* Lbe. *Trachyceras* s. s. mit doppelten Externknoten ist in den amerikanischen Triasfaunen nur durch *T. canadense* Whiteaves aus der oberen Trias von Britisch-Columbia repräsentiert. Alle übrigen Trachyceraten gehören den Untergattungen *Protrachyceras* Mojs. und *Anolcites* Mojs. an. Die erstere geht in zahlreichen Arten in die *Subbullatus*-Schichten hinauf, während in der alpinen Trias *Trachyceras* bereits in der *Aonoides*-Zone (julische Unterstufe) erlischt. *Anolcites* erscheint mit mehreren Arten in der mittleren Trias von Nevada.

Protrachyceras Lecontei n. sp.

Anolcites Meeki Mojs.

Gen. *Sirenites* Mojs. Nur eine Spezies:

S. Lawsoni n. sp., *Subbullatus*-Schichten.

Gen. *Sandlingites* Mojs.

S. Andersoni n. sp., *Subbullatus*-Schichten.

Gen. *Polycyclus* Mojs.

P. nodifer n. sp., zusammen mit der alpinen Art *P. Henseli* Opp. in den *Subbullatus*-Schichten Kaliforniens.

Gen. *Rhabdoceras* Hauer.

Rh. Russeli n. sp., *Pseudomonotis*-Schiefer der norischen Stufe.

Viel spärlicher als die Ammonoidea sind in der amerikanischen Trias die Nautiloidea vertreten. In den *Subbullatus*-Schichten Kaliforniens erscheinen *Proclydonautilus triadicus* Mojs., *Mojsvaroceras Turneri, Cosmonautilus Dilleri* und *Orthoceras shastense.* Der Gattungsname *Cosmonautilus* wird für Clydonautiliden der Gruppe des *Cl. biangularis* Mojs. vorgeschlagen, die von *Clydonautilus* durch den Mangel eines zweiten Laterallobus und durch die Entwicklung von Marginalknoten sich unterscheidet.

Von Dibranchiaten wird nur eine neue Art, *Atractites Philippii,* aus den *Subbullatus*-Schichten beschrieben. **C. Diener.**

Brachiopoden.

F. R. Cowper Reed: Sedgwick Museum Notes. New Fossils from the Haverfordwest District. V. (Geol. Mag. 1905. 492. Taf. XXIV.)

Der Beschreibung der neuen Brachiopoden schließt sich die der Zweischaler an: *Orthodesma semiradiata, Ctenodonta sladensis, subscitula, Arca (Palaearca) Turnbulli, Cyrtodonta (?) cancellata* [gehört sicher nicht hierher. Ref.], *Whitella (?) inutilis, Ambonychia (Byssonychia)* cf. *radiata* Hall, *Modiolopsis Martini, subgradata, Goniophora* cf. *cymbaeformis* (Sow.). Leider sind eine Anzahl dieser Arten stark verdrückt und infolgedessen ist ihre Bestimmung unsicher. **Drevermann.**

Charles D. Walcott: Cambrian brachiopods with descriptions of new genera and species. (Proc. U. St. Nat. Mus. **28.** 1905. 227.)

Die siebente vorläufige Notiz über cambrische Brachiopoden (eine monographische Bearbeitung ist im Entstehen begriffen) bringt eine überaus große Zahl von schloßlosen und schloßtragenden Formen. Sehr zahlreiche neue Arten werden beschrieben, auch eine Reihe neuer Gattungen und Untergattungen. Der große Reichtum des amerikanischen Cambriums geht aus der Fülle des hier verzeichneten schon klar hervor. Ein ausführlicheres Referat soll der hoffentlich bald erscheinenden Monographie gewidmet werden. **Drevermann.**

Protozoen.

A. Silvestri: Forme notevoli di Rizopodi tirrenici. (Atti Pont. Accad. Rom. nuovi Linc. **57**. 1904. 139—146. 4 Textfig.)

Als *Quinqueloculina Sprattii* wird eine eigenartige von Ehrenberg als *Ceratospirulina* beschriebene Foraminifere bezeichnet, deren letzte Kammer in Gestalt einer langen zylindrischen Röhre vom übrigen Gehäuse absteht. Die Mündung ist einfach und rund (Pliocän — Gegenwart).

Eine durch spärlichere, zartere Rippen und dünnere Scheidewände von *Nodosaria scalaris* Patsch kaum verschiedene Form will der Verf. als *Lagenonodosaria pseudoscalaris* n. sp. abgegrenzt wissen. Außerdem bespricht er eine neue als var. *tyrrhena* bezeichnete Abart von *Vaginulina recta* Reuss und die interessante äußerlich *Cristallaria* ähnliche *Vaginulina costata* Cornuel (= *patens* Brady).

R. J. Schubert.

A. Silvestri: Forme nuove e poco conosciute di Protozoi miocenici piemontesi. (Atti accad. r. scienze di Torino. **39**. 1903. 3—14. 7 Textfig.)

Verf. giebt ausführliche Beschreibungen und Abbildungen einiger neuer Foraminiferen: *Ellipsopleurostomella Schlichti* n. sp. und *rostrata* n. sp., voneinander spezifisch eigentlich kaum trennbar, sind Pleurostomellen, deren älteste Kammer einander *Ellipsoidina*-artig umhüllen, und als von dieser Gattung abstammend gedeutet werden. *Ellipsopleurostomella pleurostomella* n. sp. soll eine weitere Übergangsform sein, scheint aber doch schon eine ausgesprochene *Pleurostomella* aus der Verwandtschaft der *P. brevis* Schwager zu sein, *Ellipsobulimina Seguenzai* n. sp. soll eine Übergangsform von *Ellipsoidina* zu *Bulimina* vorstellen, während sie lediglich eine extrem ausgebildete *Bulimina* sein dürfte, deren letzte Kammern die vorhergehenden umhüllen, also äußerlich einer gedrungenen *Ellipsoidina* ähnelt. Als *Lagena ventricosa* n. sp. wird ein winziges einkammeriges kugeliges Gehäuse mit Innentubus beschrieben.

Die vom Verf. angenommene Abstammung der Gattungen *Bulimina* und *Pleurostomella* von *Ellipsoidina* entspricht wohl sicher nicht den tatsächlichen Verhältnissen, wenn schon von *Ellipsoidina* auch einzelne nicht bloß uniserial, sondern auch teilweise alternierend gebaute Typen abzweigten. Schon der Umstand, daß die beiden Gattungen zu den ältesten (seit dem Palaeozoicum) bekannten gehören, die angebliche Stammform *Ellipsoidina* dagegen bisher nur aus dem Jungtertiär von wenigen Punkten bekannt ist, spricht entschieden dagegen. R. J. Schubert.

A. Silvestri: La *Sagrina nodosa* del pliocene senese. (Boll. del Naturalista. Siena. **23**. No. 12. 1903. 129—132. Textfig.)

Eine von O. Silvestri 1862 handschriftlich als „*Clavigerina senensis*" bezeichnete Form wird als zu *Sagrina nodosa* gehörig nachgewiesen. Diese Form ist vom Unteroligocän bis in die Gegenwart bekannt.

R. J. Schubert.

A. Silvestri: Lageninae del Mar Tirreno. (Mem. Pont. Acc. Rom. Nuov. Linc. **19**. Roma 1902. 5—44. 74 Textfig.)

Verf. hält an der einst allgemein angenommenen, in der neueren Literatur dagegen vielfach aufgegebenen Trennung von *Fissurina* (komprimierten Lagenen mit schlitzförmiger Mündung) von den eigentlichen Lagenen fest. Sie nimmt seiner Auffassung nach zu den Lingulinen eine ähnliche Stellung ein wie *Lagena* unter den Nodosarien.

Sodann folgt ein beschreibendes, mit Textfiguren illustriertes Verzeichnis der Fissurinen und Lagenen des Tyrrhenischen Meeres unter Einbeziehung der Literatur über die fossilen Formen. Als neu werden beschrieben: *Fissurina biconica, Schlichti, cucullata, Bradyi, Lagena montagui, marginulinoides, sphaerula.* R. J. Schubert.

R. Bullen Newton and Richard Holland: On some fossils from the Islands of Formosa and Riu-Kiu (Loo Choo). (Journ. coll. sc. imp. Univ. Tokyo. **17**. Pt. 3. 1902. 4 Pl.)

Beschreibung und Abbildung von *Cellepora formosensis* n. sp. und eines vermutlich miocänen Orbitoidenkalksteines mit *Lepidocyclina angularis* n. sp., *L. sumatrensis* Brady, *Verbeeki* Newt. et Holl. und anderen Foraminiferen, sowie *Lithothamnium ramosissimum*. Die neue, in makro- und megalosphärischer Ausbildung gefundene *Lepidocyclina* hat ihren Namen von der Abflachung der zentralen Schalenwölbung, wodurch die Querschnitte einen einigermaßen eckigen Umriß aufweisen.

R. J. Schubert.

C. Fornasini: Intorno ad alcune specie di „*Polymorphina*" istituite da d'Orbigny nel 1826. (Riv. Ital. di Paleont. **8**. Bologna 1902. 11—13. t. 1.)

Abbildungen und Bemerkungen zu 9 in d'Orbigny's „Tableau" aufgestellten, bisher nicht abgebildeten Polymorphinen: *P. aculeata* ist eine

mit einem Stachel auf der Anfangskammer versehene *P. compressa*, in deren Verwandtschaft auch *P. tuberosa* gehört. *P. Grateloupi* und *elongata* sind längsgestreifte, *P. pupa, consecta, dilatata* und *depressa* glatte Formen, *P. deformis* ist von *P. communis* nicht zu trennen. **R. J. Schubert.**

C. Fornasini: Le pretese „faujasine" di O. G. Costa. (Riv. Ital. di Pal. 8. Bologna 1902. 13—15.)

Eine Prüfung der Costa'schen Originalexemplare ergab, daß dessen *Faujasina carinata* von Pozzuoli eine *Polystomella (= crispa)*, seine *Faujasina contraria* von Ischia eine *Anomalina (= ariminensis)* und *Faujasina* sp. von Casamicciola eine *Operculina (= ammonoides)* ist.

R. J. Schubert.

C. Fornasini: Sinossi metodica dei foraminiferi sin qui rinvenuti nella sabbia del Lido di Rimini. (Mem. r. Accad. Sc. Ist. Bologna. 10. 1902. 3—70. 63 Textfig.)

Kritische Besprechung aller bisher von Rimini bekannt gewordener Foraminiferen. **R. J. Schubert.**

C. Fornasini: Le otto pretese specie di „*Amphistegina*" istituite da d'Orbigny nel 1826. (Rend. r. accad. sc. Istit. Bologna nuova serie. 7. 1903. 1—4. t. 2.)

Die von d'Orbigny im „Tableau" angeführten 8 Amphisteginenarten lassen sich auf zwei Arten zurückführen, die senone *A. Fleuriausi* und die rezente *A. Lessonii*, zu welch letzterer d'Orbigny's *A. Lessonii* und *madagascarensis* (Typus), *A. vulgaris—bilobata—trilobata* (zusammengedrückte Varietät) und *A. gibba* gehören. **R. J. Schubert.**

C. Fornasini: Sopra alcune specie di „*Globigerina*" istituite da d'Orbigny nel 1826. (Rend. r. accad. sc. Istit. Bologna nuova serie. 7. 1903. 1—3. t 1.)

Abbildungen und Bemerkungen zu 5 Globigerinenformen: *G. globularis* scheint dem Typus der *bulloides* nahe zu stehen, *Gl. trigonula = Gl. inflata, Gl. depressa* ist wahrscheinlich eine *Rotalina, Gl. fragilis* gehört in die Verwandtschaft von *Gl. cretacea, Gl. parisiensis* dürfte eine *Pulvinulina* sein. **R. J. Schubert.**

C. Fornasini: Illustrazione di specie orbignyane di „Nummulitidae" istituitae nel 1826. (Boll. soc. geol. Ital. **22**. 1903. 395—398. t 14.)

d'Orbigny's *Operculina costata, Thouini, madagascarensis, Gaimardi* und *Assilina discoidalis* gehören in den Formenkreis von *Operculina complanata*, *Heterostegina suborbicularis* ist wenigstens teilweise mit *H. depressa* identisch, *Assilina depressa, nitida, radiolata* dürften zu *A. spira* gehören. **R. J. Schubert.**

G. Steinmann: Über eine stockbildende *Nubecularia* aus der sarmatischen Stufe (*N. caespitosa* n. f.). (Annalen d. naturhist. Hofmus. Wien. **18**. 112—115. 6 Abbild.)

In einem von Th. Fuchs in Wolfstal bei Preßburg gesammelten Fossil erkannte der Verf. einen neuen Typus der stockbildenden Foraminiferen, der sich an die bekannte Imperforatengattung *Nubecularia* anschließt. Es lagen ihm Teile eines großen rasenartigen Stückes vor, dessen Lücken mit Kalkspat, Oolithen und Foraminiferen ausgefüllt sind. Die Äste wachsen unregelmäßig hin und her gebogen orgelpfeifenartig nach oben, teilen sich ungesetzmäßig und laufen in abgerundete Enden aus — also ähnlich den Lithothamnien. Der Querschnitt der Äste ist bald annähernd kreisförmig, bald elliptisch oder in die Länge gezogen, auch gelappt. Im Laufe des Wachstums erfolgte nicht nur eine Teilung, sondern mehrfach auch abermalige Verschmelzung der Äste, ja manche Äste waren zeitweise durch Brücken miteinander verbunden.

Die Struktur ist porzellanartig, wie die der in den gleichen Schliffen sichtbaren Milioliden. Die Äste sind nicht kompakt, sondern von zahlreichen annähernd zylindrischen Hohlräumen durchzogen. Porenkanäle wurden nicht beobachtet, dagegen hin und wieder feine Sandkörnchen in der Schalenmasse.

Diese Form erinnert an *N. novorossica* var. *deformis* Karrer et Sinzow und könnte möglicherweise nur eine ins Riesenhafte gediehene Abart dieser sarmatischen Form sein.

Daran schließt der Verf. einige Bemerkungen über andere Riesenformen unter den Foraminiferen. **R. J. Schubert.**

Adalbert Liebus: Über die Foraminiferenfauna der Tertiärschichten von Biarritz. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1906. **56**. 351—366. 1 Taf. 8 Textfig.)

Verf. untersuchte vier von E. Halkyard (Knutsford) gesammelte Mergelproben von der „Côte des Basques" bei Biarritz auf ihre Foraminiferenfauna hin und fand in denselben 124 Formen. Für eine *Bolivina* vom Habitus der *Grammostomum dilatatum* Rss. schlägt er, da mit diesem Speziesnamen bereits eine andere *Bolivina*-Form bezeichnet wurde, den Namen *Bolivina lata* vor.

Die Orbitoiden (8) und Nummuliten (9 Arten) wurden von P. Prever in Turin, die Mollusken von P. Oppenheim bestimmt. Nach den Nummulitenstudien des ersteren würden die blaugrauen Mergel von Biarritz dem unteren—mittleren Bartonien angehören, während sie nach Oppenheim jünger als bartonisch sind und dem Priabonien angehören.

Außer den alttertiären Mergelproben von Biarritz untersuchte Verf. auch noch einen pliocänen Mergel von Les Thermes zwischen Toulon und Fréjus. Die darin gefundenen Foraminiferen schließen sich zumeist eng an die Mittelmeertypen an. **R. J. Schubert.**

Mineralogie.

Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie.

C. M. Viola: Physikalische Chemie und Kristallographie. (Chemiker-Zeitung. 1905. p. 444—445.)

Gegen eine Besprechung Bruni's (Chemiker-Zeitung. **29**. 156. 1905) über die „Grundzüge der Kristallographie" des Verf.'s (Leipzig 1904) wendet Viola ein, daß dieselbe „nicht der Wahrheit gemäß" sei, und verteidigt in vorliegender Mitteilung die kristallographischen Grundlagen seines Buches. In Wirklichkeit freilich besteht die zitierte Rezension Bruni's in einem sehr dankenswerten Hinweis auf zahlreiche Ungenauigkeiten bezüglich der chemischen Angaben in dem Buche Viola's; hinsichtlich des kristallographischen Teils hatte Bruni selbst (auch entsprechend der Tendenz jener Zeitschrift) geäußert, daß er diesen (über den allein Viola „die Wahrheit" hier berichtet) der Beurteilung anderen Personen überlassen müsse. Ref. muß gestehen, daß ihm persönlich das Buch Viola's auch nach dieser Verteidigung dieselben Lücken wie vorher aufzuweisen scheint, daß er namentlich die Behauptung Viola's, es müsse die Erzeugungskraft als Resultierende aus „Kohäsion und Kapillarität" aufgefaßt werden, für höchst unsicher und nicht geeignet zur Grundlage eines Lehrbuches hält. Eine ausschließlich für Fortgeschrittene bestimmte Ausarbeitung der einschlägigen Begriffe kann zwar sehr nutzbringend sein, und Ref. gibt gerne zu, daß Viola's Buch eine ganze Reihe neuer Gedanken und Gesichtspunkte enthält. Da derselbe aber im Vorwort bemerkt, daß sein Werk eine Erweiterung seiner Vorlesungen darstellt, und es also als geeignet für Anfänger zu halten scheint (was man auch aus dem Titel „Grundzüge" schließen sollte), muß auf die Irrigkeit dieser Auffassung hingewiesen werden. Viola sagt jetzt selbst, sein Buch solle keine physikalische Kristallographie sein, und vier Zeilen später, es solle auch keine chemische Kristallographie sein; ja, aber was sonst? Eine geometrische Kristallographie ist es doch sicherlich nicht, denn die Ableitung der 32 Symmetriegruppen ist in einer mathematisch weit unschärferen Form als in den früheren Lehrbüchern vollzogen, die Verbindung des Maximum- und Mini-

mumbegriffs mit demjenigen eines Raumgitters ist in der dortigen Form mathematisch unhaltbar, auch hat sich Ref. vergebens bemüht, eine wirklich klare Erklärung des Begriffs Harmonie in der von Viola gebrauchten Bedeutung aufzufinden. Denn daß ebenso wie der Kapillaritätsbegriff „der Einfachheit wegen“ (l. c. p. 444), so auch der Begriff Harmonie in einer vom gewöhnlichen abweichenden Bedeutung dort gebraucht wird, ist ja sicher. Viola weist schließlich zur Verteidigung seines Standpunktes auf ein Referat Becke's hin, gleich wie wenn dieses in allen Punkten für Viola günstig wäre. Dem gegenüber muß betont werden, daß zwar im ganzen Becke das Buch für Fortgeschrittene (weniger für Anfänger) empfiehlt, aber gerade über die in dieser Notiz Viola's zur Sprache gekommenen Fragen eine Reihe von Bedenken äußert.

E. Sommerfeldt.

H. Hilton: Some applications of the gnomonic projection to crystallography. (Min. Mag. **14**. p. 104—108. Mit 2 Textfig. London 1905.)

In der gnomonischen Projektion der Pole eines Kristalles auf irgend eine Ebene ist die Projektion des Poles von (h k l) der Punkt (h k l) und die Projektion der Zone (H K L) ist $Hx + Ky + Lz = 0$, wenn man ein geeignetes Dreieck als Bezugsfläche und geeignete trilineare Koordinaten nimmt.

Mit Hilfe dieses Satzes lassen sich bekannte kristallographische Sätze auf einfachem Wege beweisen; auch lassen sich Beziehungen finden zwischen der Zahl (u_r) von Zonen eines Kristalles, die r Flächen enthalten, und der Zahl von Flächen (v_r), die in r-Zonen liegen, wie z. B.:

$$n(n-1) = \sum_2^n r(r-1)u_r, \quad \sum_2^n \{(r-1)v_{r-1} - r u_r\} = 0,$$

wo $\Sigma v_r = n$.

K. Busz.

A. Hilton: The construction of crystallographic Projections. (Min. Mag. **14**. p. 99—103. Mit 3 Textfig. London 1905.)

Es werden graphische Konstruktionen gegeben für die Lösung folgender Aufgaben:

1. Gegeben die gnomonische oder stereographische Projektion der Pole von vier Flächen; die Projektion des Poles irgend einer anderen Fläche zu finden.
2. Gegeben die gnomonische oder stereographische Projektion eines Kristalles; die Projektion der Pole eines Zwillingskristalles zu finden.
3. Gegeben die Projektion zweier Zonen; den Winkel zwischen denselben zu bestimmen.
4. Gegeben die gnomonische Projektion der Pole eines Kristalles; die orthographischen Projektionen seiner Kanten etc. zu finden.

K. Busz.

A. Nold: Grundlagen einer neuen Theorie der Kristallstruktur. (Zeitschr. f. Krist. 1. Teil. 40. p. 13—48. 1 Taf. 5 Fig.; 2. Teil. 40. p. 433—474. 1905. 2 Taf. 3 Fig.) [Vergl. das folgende Ref.]

Verf. geht von einer Annahme über die kristallbildenden Kräfte aus, welche mit der bekannten Hypothese Grassmann's Ähnlichkeit besitzt. Während Grassmann bekanntlich aus drei Hauptkräften, deren Intensitäten seiner Hypothese zugrunde gelegt werden, die Kristallformen ableitet, nimmt Verf. vier solche Hauptkräfte an, führt aber nicht die Intensitäten derselben ein, sondern nur ihre Richtungen (resp. Kugeldurchstoßpunkte), z. B. können diese vier Kräfte als die Diagonalen eines Würfels aufgefaßt werden. Der Wert der vorliegenden Arbeit besteht nun gerade darin, die schwierigeren Anordnungen, welche mit dieser Hypothese noch verträglich sind, analytisch untersucht und der geometrischen Vorstellung näher gebracht zu haben. Die wichtigsten dieser Anordnungen werden vom Verf. mit folgenden Namen belegt: „Homogener Raumvierring, -Sechsring, -Achtring, -Zwölfring, heterogener Vierring, Raumsechsring, -Achtring, -Zwölfring." Z. T. ist die Anfertigung dieser Körper dem Verf. durch Gebrauchsmuster geschützt; es wird also, wie man sieht, die unlängst von Bruhns gemachte Bemerkung, daß die Aufstellung der Kristallformen nicht patentiert sei, künftig in allen Fällen nicht mehr zutreffen.

Dem Ref. scheint die Grundlage, auf welcher Verf. seine Folgerungen aufbaut, nicht so neu zu sein, wie man zunächst meinen sollte; denn man braucht nur von den vier Hauptrichtungen, welche Nold als Kristallkräfte auffaßt, die vierte auf die drei anderen zu projizieren (und zwar durch Strahlen, die je einer der drei anderen parallel laufen), um im wesentlichen auf die Grassmann'schen Annahmen zurück zu kommen, oder anders ausgedrückt: Die Zugrundelegung von vier in bezug auf einen Punkt des Raumes sich das Gleichgewicht haltenden Kräften kommt auf dasselbe hinaus wie die Annahme von drei Kräften, welche eine von Null verschiedene Resultierende liefern. Durch diese Überlegung, welche sich bei mathematischer Behandlung des Problems leicht präzisieren ließe, erscheint mir der vom Verf. auf neuem, aber sehr umständlichem Wege gelieferte Beweis für den Satz, daß nur 2-, 3-, 4-, 6zählige Symmetrieachsen kristallographisch brauchbar sind, auf die früheren Grundlagen zurückgeführt. Die Beweismethoden des Verf.'s, sowie die ganzen Formulierungen der im wesentlichen als Stabilitätsprobleme behandelten Fragen sind aber durchweg neu. Manche Resultate des Verf.'s dürften sich vielleicht mit dem Begriff der Isotypie in Verbindung bringen lassen, denn Verf. zeigt (freilich nur rein mathematisch), welche unter den verschiedenen kristallographischen Formenkomplexen von gleicher Symmetrie durch besondere Stabilität vor anderen ausgezeichnet sind und demnach (sofern man die Voraussetzungen des Verf.'s akzeptiert) als besonders häufig vorkommend zu erwarten wären. **E. Sommerfeldt.**

A. Nold: Grundlagen einer neuen Theorie der Kristallstruktur. Dritte Abhandlung. (Zeitschr. f. Krist. **41**. p. 529—600. 1906. 2 Textfig.)

Verf. erweitert seine früheren Untersuchungen (vergl. das vorhergehende Ref.) über die „Raumringe", welche von regelmäßig im Raume verteilten Kristallbausteinen gebildet werden und berechnet besonders die Kosinusse der Rotationswinkel für die homogenen Ringe, bei denen die Rotationsachsen in einer Ebene liegen und regelmäßige Polygone bilden, sowie auch für die heterogenen Ringe, bei denen die Rotationsachsen in einer Ebene liegen, aber nur halbregelmäßige Polygone bilden.

E. Sommerfeldt.

C. Hlawatsch: Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralien. (Tschermak's Min. u. petr. Mitt. **23**. p. 415—452. 3 Fig. 1904.)

Es wurde ein Babinet-Kompensator mit einem Polarisationsmikroskop, welches ein Abbe'sches Okularspektroskop besaß, kombiniert, um die optischen Eigenschaften einiger Mineralien und Hochofenschlacken zu untersuchen, und namentlich die Dispersion der Doppelbrechung zu bestimmen. Von besonderem Interesse sind die Resultate über die Mineralgruppe Melilith-Akermannit-Gehlenit, indem in ihr durch kontinuierliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung ein Minimum der Doppelbrechung erzielt werden kann, welches einem stark negativen Charakter der Doppelbrechung entspricht und den Fe-reichen Gliedern der Akermannitgruppe zukommt. Die in vielen Fällen stark unternormalen Dispersionsfarben führten zu ähnlichen Erscheinungen, wie sie beim Vesuvian beobachtet worden sind, jedoch mit dem Unterschied, daß in der Vesuvianreihe die optisch positiven Glieder auch positive Dispersion besitzen, hier hingegen eine „antiloge" Reihe vorliegt, indem dieselbe einen dem Vorzeichen der Doppelbrechungsdispersion entgegengesetzten optischen Charakter besitzt.

E. Sommerfeldt.

Erich Taubert: Beitrag zur Kenntnis polymorpher Körper. Inaug.-Diss. Jena 1905. 53 p.

Die Arbeit, die mit einer eingehenden historischen Betrachtung der Entwicklung unserer Kenntnisse vom Polymorphismus beginnt, hat die folgenden Ergebnisse festgestellt.

1. Eine erneute Bestimmung der Brechungskoeffizienten an Anatas und Brookit, sowie von Andalusit, Sillimanit und Cyanit für die Spektrallinien C, D und F, von Rutil nur für C und D (wegen Undurchlässigkeit für die Strahlen F) wurde mittels Prismen ausgeführt. Die erhaltenen Werte (Mittel aus mehreren Einzelwerten) sind die folgenden:

Anatas (gelblichbrauner Kristall vom Binnenthal).

	C	D	F
ω	2,5237	2,5603	2,6660
ε	2,5489	2,5842	2,6812

Brookit (rotbrauner Kristall von Prägraten).

	C	D	F
α	2,5489	2,5842	2,6812
β	2,5507	2,5876	2,6879
γ	2,6637	2,7054	2,8278

Rutil (dunkelroter Kristall von Söndeled in Norwegen).

	C	D	F
ω	2,5752	2,6067	—
ε	2,8514	2,8932	—

Andalusit (pleochroitischer Kristall von Brasilien).

	C	D	F
α	1,6300	1,6326	1,6386
β	1,6361	1,6390	1,6453
γ	1,6410	1,6440	1,6510

Sillimanit (von Chester).

	C	D	F
α	1,6533	1,6589	1,6654
β	1,6554	1,6600	1,6671
γ	1,6752	1,6805	1,6891

Cyanit (blauer Kristall vom St. Gotthard).

	C	D	F
α	1,7101	1,7189	1,7256
β	1,7131	1,7219	1,7282
γ	1,7201	1,7303	1,7372

Die Stärke der Doppelbrechung und die Verhältnisse der Dispersion ergeben sich aus diesen Zahlen durch Subtraktion der entsprechenden Werte von selber. Für Kalkspat und Aragonit wurden diese aus den schon vorhandenen Beobachtungen und zwar aus den von Rudberg erhaltenen Werten abgeleitet. Nimmt man noch das spezifische Gewicht hinzu, so erhält man die Regel: Mit steigendem spezifischem Gewicht nimmt auch der mittlere Brechungskoeffizient — das arithmetische resp. geometrische Mittel aus den Hauptbrechungskoeffizienten $\left(\frac{2\,\omega + \varepsilon}{3}\right.$ resp. $\sqrt[3]{\omega^2 . \varepsilon}$ für einachsige Kristalle oder für zweiachsige Kristalle: $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$ resp. $\left.\sqrt[3]{\alpha\,\beta\,\gamma}\right)$ — in jeder untersuchten Gruppe zu.

Der Gang der Dispersion ist bei Kalkspat und Aragonit resp. bei Anatas und Brookit, wie die vom Verf. mitgeteilten Tabellen zeigen, fast der gleiche; bei der dritten Gruppe läßt sich eine Regelmäßigkeit in dieser

Beziehung nicht erkennen. Bei allen drei untersuchten Gruppen wächst für die einzelnen Brechungskoeffizienten mit ihrem Steigen auch die relative Dispersion. Bei den Mittelwerten läßt sich diese Regelmäßigkeit nur bei Anatas und Brookit festellen. Die zweigliederige Dispersionsformel von Cauchy ist ohne größere Fehler nur bei Kalkspat und Aragonit anwendbar. Wenn es erlaubt ist, die Werte der spezifischen Brechungsvermögen der polymorphen Substanzen mit denen von polymeren und metameren organischen Flüssigkeiten in Parallele zu stellen, so sind Kalkspat und Aragonit polymer; Andalusit und Cyanit metamer und Sillimanit polymer dazu; bei Anatas, Brookit und Rutil läßt sich eine Entscheidung nicht treffen. **Max Bauer.**

F. Wallerant: Sur les azotates de potasse et d'ammoniaque, et sur la loi de Bravais. (Compt. rend. **140**. p. 264. 1905.)

Die rhomboedrischen Kristalle von KNO_3 (Modifikation α), in welche sich die gewöhnlichen rhombischen Kristalle (γ) bei 129° verwandeln, gehen nach Verf. beim Abkühlen nicht direkt wieder in γ über, sondern zunächst in eine dritte, ebenfalls rhomboedrische Modifikation (β), dadurch ausgezeichnet, daß ihre Kristalle durch Druck Schiebungen in Zwillingsstellung nach Rhomboederflächen eingehen und in dieser Hinsicht also den rhomboedrischen des $NaNO_3$ ähnlich werden (Modifikation α stimmt bekanntlich mit dieser in den Winkeln nahezu überein). Die Umwandlung ist besonders in Schnitten geneigt zur optischen Achse an dem plötzlichen Wechsel in der Stärke der Doppelbrechung zu erkennen, da Platten von α senkrecht zur optischen Achse und auch nach der Umwandlung in β bleiben.

Bei $AmNO_3$ geht die zweite, aus der regulären (α) bei der Abkühlung sich bildende tetragonale Modifikation (β) durch Druck einfache Schiebungen nach den 4 Flächen $\{112\}$ ein. β wandelt sich ihrerseits bekanntlich bei 82° in eine rhombische Modifikation (γ) und diese weiter in die gewöhnliche rhombische (δ) um. Der Übergang von β in γ ist mit starker Ausdehnung verbunden; verhindert man diese, so geht β direkt in δ über, welche jetzt aber Zwillingsbildung nach 4 Flächen wie die oben genannten Gleitflächen der tetragonalen Kristalle zeigt, außerdem noch 2 Flächen, die den verschwundenen Symmetrieebenen der tetragonalen Modifikation entsprechen. Kühlt man δ stark ab, so zeigt sich außerordentlich vollkommene Spaltung nach Flächen aus der Zone der stumpfen Bisectrix, die annähernd 120° miteinander einschließen; diese Spaltflächen sind ebenfalls Zwillingsflächen. Verf. betont die Ähnlichkeit dieser Kristalle mit den gewöhnlichen des KNO_3 trotz der Unähnlichkeit der übrigen Modifikationen bei großer chemischer Analogie. **O. Mügge.**

F. Wallerant: Sur l'isodimorphisme. (Compt. rend. **140**. p. 1045. 1905.)

Die aus schmelzflüssigen Lösungen von $(Tl, Am)NO_3$ sich ausscheidenden Kristalle sind bei einem Gehalt bis 3,2 % $AmNO_3$ regulär

oberhalb des Temperaturintervalls 104—151° (wobei die Temperatur mit dem Gehalt an $TlNO_3$ steigt); rhombisch (pseudoregulär) oberhalb des Intervalls 68—80°; rhombisch, und zwar wie reines $TlNO_3$, unterhalb des letzten Intervalls. Bei einem Gehalt an $AmNO_3$ zwischen 3,2—5,8 % erhält man zweierlei reguläre Kristalle, die einen mit 3,2, die anderen mit 5,8 % $AmNO_3$, von denen die ersteren unterhalb 104° rhomboedrisch, unterhalb 68° rhombisch, die zweiten unterhalb 104° tetragonal werden. Die Menge der letzteren nimmt zu, je mehr der Gehalt an $AmNO_3$ sich 5,8 % nähert, bei höherem Gehalt entstehen nur tetragonale Kristalle, die aber mit noch weiter steigendem Gehalt an $AmNO_3$ rhombisch werden, angeblich ganz allmählich, was sich daran zeigt, daß der Winkel der optischen Achsen in Öl sich allmählich bis 12° öffnet. Die tetragonalen Kristalle gehen durch Druck leicht Schiebungen in Zwillingsbildung nach {112} ein, die rhombischen ebenso nach Flächen von analoger Lage, außerdem aber nach {100} (wobei aber die optischen Achsen mit ca. 90° Winkel als in (110) liegend aufgefaßt werden!). Das Verhalten ist also sehr ähnlich dem der Modifikation β des reinen $AmNO_3$ (vergl. vorhergehendes Ref. und dies. Jahrb. 1906. II. -164-). Bei 35° werden diese rhombischen, pseudotetragonalen Kristalle einachsig, und zwar angeblich wieder ganz allmählich, wobei die Zwillingsbildung nach (100) verschwindet. Kristalle mit einem Gehalt von mehr als 8,4 % $AmNO_3$ sind rhombisch vom Habitus des gewöhnlichen $AmNO_3$. **O. Mügge.**

F. Wallerant: Sur l'isodimorphisme. (Compt. rend. **140**. p. 447. 1905.)

In den gewöhnlichen Kristallen des Kaliumnitrat wird der Winkel der optischen Achsen in {100} mit wachsendem Zusatz von Rubidiumnitrat immer kleiner, öffnet sich dann erst für rot, schließlich auch für blau in {010} (denselben Effekt hat auch eine Erwärmung des reinen Kalisalzes). Dabei bleibt der Prismenwinkel merklich unverändert (etwas unter 120°), indessen wird die Ausbildung der Kristalle beim Verhältnis 6 K : 10 Rb undeutlich, und bei noch höherem Gehalt an Rb entstehen durch Ausdehnung einer Fläche von {010} und zweier von {110} trigonale Prismen, deren Endflächen anfangs noch monokline, bei stärkerem Zusatz aber trigonale Symmetrie aufweisen. Zugleich werden die Kristalle einachsig und schwach positiv doppeltbrechend. Verf. schließt hieraus, daß zwei Mischungsreihen vorliegen, die dem gewöhnlichen KNO_3 bezw. $RbNO_3$ entsprechen.

Durch Zusammenschmelzen beider Substanzen entstehen Mischkristalle (mit allen Verhältnissen K : Rb) vom Typus des Kalkspat, die aber beim Abkühlen in solche der ersten vorher beschriebenen isomorphen Reihe sich verwandeln. Die Rb-reichsten sind wenig beständig [auch bei höherer Temperatur? Ref.] und wandeln sich leicht um in auch optisch-einachsige, aber schwach negativ doppeltbrechende, die Verf. (anscheinend nur auf Grund dieses optischen Verhaltens) für Glieder einer dritten Mischungsreihe hält, nämlich für Mischungen des gewöhnlichen Rb-Salzes mit dem gewöhn-

lichen, in der Symmetrie abweichenden K-Salze. Obwohl Kristalle einer vierten Mischungsreihe nicht beobachtet sind, glaubt Verf. doch folgern zu dürfen, daß allgemein bei Mischbarkeit zweier Substanzen A und B in Modifikationen verschiedener Symmetrie A_1 und B_2 nicht nur die Mischungsreihen $A_1 + B_1$ und $A_2 + B_2$, sondern auch $A_1 + B_2$ und $A_2 + B_1$ zu erwarten sind. **O. Mügge.**

Einzelne Mineralien.

Rudolf Schenck und W. Heller: Über die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen. (Ber. d. deutsch. chem. Ges. **38**. p. 2139—2143. 1905.)

Wilhelm Heller: Beiträge zur Theorie des Eisenhochofenprozesses und Untersuchungen über die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen. Inaug.-Diss. Marburg 1905. 46 p. Mit Textfig.

Den Verf. ist es möglich gewesen, mit Hilfe chemischer Gleichgewichte die Frage nach der gegenseitigen Beziehung der verschiedenen Kohlenstoffformen zu beantworten. Es ist sicher, daß die verschiedenen Modifikationen verschiedene freie Energie besitzen. Daraus folgt auch, daß die Konstanten des Gleichgewichts zwischen Kohlenmonoxyd, Kohlendioxyd und den verschiedenen Formen des festen Kohlenstoffes bei gleicher Temperatur verschiedenen Wert besitzen müssen. Er wird am größten sein für die labilste, am kleinsten für die stabilste Modifikation. Um das Verhältnis der Konstanten zu bestimmen, wurden die Drucke des totalen Gleichgewichts (nach einer Methode, die man im Original nachsehen wolle) zwischen Kohlenoxyd, Kohlendioxyd, Eisen, Eisenoxydul und den verschiedenen festen Kohlenstoffformen ermittelt und zwar speziell die Gleichgewichtsdrucke, die Reduktionsdrucke, welche die verschiedenen Modifikationen beim Erhitzen mit Eisenoxydul liefern. Zur Verwendung kam gereinigter Ceylongraphit, gepulverter Diamant und ausgekochte Zuckerkohle. Das Ergebnis war, daß die amorphe Zuckerkohle die höchsten Druckwerte hat, also die labilste Modifikation ist, daß Graphit mit den niedrigsten Druckwerten die stabilste Form darstellt; die Druckkurve für Diamant liegt zwischen denen für amorphe Kohle und Graphit, ziemlich nahe an der für amorphe Kohle. Daraus geht in Übereinstimmung mit früheren Beobachtungen hervor, daß eine Umwandlung stets so erfolgen muß, daß Graphit entsteht. Der Diamant ist eine metastabile Form des Kohlenstoffs. **R. Brauns.**

William Crookes: A New Formation of Diamond. (Proceed. Roy. Soc. Ser. A. 76. No. A. 512. Math. and phys. sc. 1905. p. 458—461. Mit 1 Diagramm.)

Verf. schließt aus theoretischen Betrachtungen, daß bei 3870° absoluter Temperatur der Siedepunkt des Kohlenstoffs liegt, was also einem

Dampfdruck von 1 Atmosphäre entspricht. Etwas höher (der Kohlenstoff ist neben dem Arsen das einzige Element, dessen Schmelzpunkt höher liegt als der Siedepunkt) und zwar bei 4400° (abs. Temp.) liegt der Schmelzpunkt, entsprechend 16,6 Atmosphären und bei 5800° liegt der kritische Punkt mit 2320 Atmosphären oder 15 t pro Quadratzoll. Verf. berechnet auch die latente Verdampfungswärme. Wenn die Formel des Dampfes C_2 ist, beträgt diese 90000 Kalorien für 12 g Kohlenstoff; ist aber diese Formel C_6, so entsprechen 30000 Kalorien den 12 g Kohlenstoff oder 1 g Kohlenstoff bedarf zur Verdampfung 2500 Kalorien. Solche Temperaturen und Drücke entstehen bei der Explosion von Schießpulver und Cordit in geschlossenen Gefäßen. Es ist also zu erwarten, daß unter geeigneten Umständen dabei Kohlenstoff in den flüssigen Zustand übergeht und beim Erkalten kristallisiert. Verf. hat daher Rückstände von solchen Explosionen mit allen möglichen, namentlich durch die Arbeiten von Moissan angegebenen Vorsichtsmaßregeln untersucht und darin einzelne Körnchen gefunden mit gewissen Eigenschaften des Diamants. Bonney beschreibt ein Körnchen als oktaedrische Flächen zeigend mit dunklem Rand infolge starker Lichtbrechung und Miers sagt von demselben Kriställchen, daß es oktaedrische Form und Spaltbarkeit, keine Doppelbrechung, dagegen einen hohen Brechungsindex zeige. Andere Körnchen verhalten sich ähnlich. **Max Bauer.**

J. A. Harker: On a new type of electric furnace, with a determination of the melting-point of Platina. (Proceed. R. Soc. Ser. A. **76**. No. A 509. Math. and phys. sc. p. 235—249.)

Verf. bestimmt mit seinem Ofen den Schmelzpunkt des Platins zu 1710° ± 5° C. Der dabei benützte Ofen wird beschrieben und abgebildet und die Beobachtungsmethode eingehend auseinandergesetzt.

Max Bauer.

J. H. van't Hoff: Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Die Calciumvorkommnisse bis 25°. (Zeitschr. f. anorgan. Chem. **47**. p. 244—280. 1905.)

Verf. gibt hier eine zusammenfassende Übersicht über die Bildungsweise der bisher untersuchten Kalksalze in den ozeanischen Salzablagerungen. Da in dies. Jahrb. 1898. II. -380-, 1901. I. -6-, 1902. II. -5-, 1905. I. -192-, 1906. I. -161- ff. über die Detailarbeiten referiert worden ist, genügt es, hier auf diese Abhandlung zu verweisen. **R. Brauns.**

C. Rimatori: Analisi ponderale e spettroscopica di nuove blende sarde. (Atti R. Accad. d. Lincei. 1905. (5.) Rendic. cl. fis., mat. e nat. 18. Juni. **14**. p. 687—696.)

Verf. hat schon früher Blende aus Sardinien analysiert (Linc. 20. März 1904). Er hat diese Untersuchungen an 15 Stücken von verschiedenen

Fundorten fortgesetzt. Die Resultate der gewichtsanalytischen Forschungen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt, in der auch das spezifische Gewicht und die Härte der einzelnen Vorkommen angegeben ist.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Schwefel . . .	32,93	33,10	33,39	32,99	33,77	33,50	33,07	32,73
Blei	—	—	—	—	—	—	—	—
Kupfer . . .	Spur	Spur	0,97	Spur	Spur	Spur	—	Spur
Cadmium . .	Spur	0,91	0,75	1,23	0,65	Spur	Spur	Spur
Wismut . . .	—	—	—	—	—	Spur	—	—
Eisen	1,18	6,80	12,05	7,99	18,05	13,71	11,94	11,89
Mangan . . .	—	—	Spur	Spur	Spur	Spur	1,39	Spur
Zink	65,63	59,19	52,18	57,38	47,54	52,03	53,25	54,27
	99,74	100,00	99,34	99,59	100,01	99,24	99,65	98,89
Spez. Gew. .	4,00	4,02	3,98	4,13	3,95	3,97	4,05	4,06
Temperatur .	11,2° C.	20°	17,4°	17,6°	13,5°	12,5°	13,2°	11,1°
Härte	3,5	3,5	4	—	—	—	—	—

	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
Schwefel	32,97	32,20	33,18	32,88	33,17	33,30	33,46
Blei	—	—	—	—	—	—	Spur
Kupfer	—	—	1,50	Spur	—		
Cadmium	Spur	0,23	Spur	Spur	0,97	Spur	1,66
Wismut	—	—	—	—	—		—
Eisen	4,84	6,97	11,69	1,20	9,20	10,12	12,17
Mangan	0,48	Spur	Spur	—	1,34	5,81	Spur
Zink	61,71	59,62	52,50	65,71	55,06	50,75	52,02
	100,00	99,02[1]	98,87	99,79	99,74	99,98	99,31
Spez. Gew. . .	4,01	4,01	3,94	4,03	3,98	3,99	3,89
Temperatur . .	13,8° C.	14°	11,8°	18,8°	12°	26°	14,2°
Härte	3,5	3,5	3,5	3,5	4	4	—

No. 1—5 Grube „Sos Enatos“, Territorium von Lula. No. 1 sind derbe Massen ohne Kristallflächen in fast reinen Putzen und Gängen mit deutlicher Spaltbarkeit. Farbe im allgemeinen hellrötlichgrau, hyazinthrot oder gelb, mit unrein weißem Strich. No. 2 ist dicht und fast schwarz mit hellrötlichgrauem Strich, begleitet von Kupferkieskörnchen. No. 3, spezieller Fundort Mamoina (Gadoni), schwarze Äderchen mit dunkelrotem Strich, in einem hellen Gestein. No. 4, ebenfalls von Gadoni, und zwar zwar von der Concession Istrizzu-Talesi, mit Pyrit und Bleiglanz, feinkörnig und mit einem dunkelgrünen Gestein gemengt. Farbe und Strich wie bei No. 4. No. 5, gleichfalls von Gadoni, Lokalität „Sa Ruta S'Orroili“, mit Blende, Pyrit, Kupferkies und viel Bleiglanz in einem Schiefer, schwarz mit dunkelrotem Strich. No. 6, von Villaputzu, Lokalität „Spilloncargiu“ (Sarrabus); in Adern mit etwas Bleiglanz in einem dunkelgrünen

[1] Im Text ist die Summe 100,02 angegeben. D. Ref.

Gestein; schwarz, stellenweise irisierend, mit dunkelrotem Strich. No. 7. von „Su Suereddu“ (Territorium von Aritzo); fast schwarz mit hellrötlichgrauem Strich (Marmatit). No. 8. „Canali Serci“ (Territorium von Villacidro); schwarze Körnchen sind mit anderen Sulfüren gemengt; Strich dunkelrot. No. 9. Rosas, Lokalität Fortuna; z. T. deutliche Kristalle mit Bleiglanz, schwarz mit hellrötlichem Strich. No. 10. Rosas, Lokalität Asproni; mit Bleiglanz gemengt, schwarz mit hellrötlichem Strich. No. 11. Fast rein, von der Grube „Mitza Sermentu“ bei Rosas; schwarz, z. T. irisierend, mit sehr dunkelrotem Strich. No. 12. Aus der Antimonlagerstätte von Genna Gurèu auf der Grenze zwischen Orroli und Nurri, begleitet von Pyrit; schwarz, in kleinen Stückchen und im Pulver hellrot. No. 13. Von „Sa Barita“ zwischen Fonni und Correboi, mit Pyrit in einem Pyroxengestein; schwarz mit dunkelrotem Strich. No. 14. Von „Su Porru“, halbwegs zwischen Fonni und Correboi; gleicht äußerlich der früher untersuchten indiumreichen Blende von Riu Planu Castangias; schwarz mit braunrotem Strich. No. 15. Von der jetzt erschöpften Silbererzlagerstätte von Correboi, mit viel Bleiglanz und Schwefelkies und wenig Kupferkies, begleitet von Flußspat; schwarz mit dunkelrotem Strich.

Bei der spektroskopischen Untersuchung wurden in 13 Proben nur die auch bei der Analyse ermittelten Elemente gefunden. Nur in zweien, No. 14 und 15, erschien eine schwache Indiumlinie, und in zwei Proben etwas Gallium, wenn große Menge Material verarbeitet wurde. Dann kam auch in anderen Proben Indium zum Vorschein.

Alle sardinischen Blenden enthalten Cadmium, wenn auch oft nur in Spuren, viele geben etwas Kupfer; einige enthalten mehr als 10 % Eisen und gehören dann zum Marmatit. Unter diesen ist No. 14 durch einen besonders großen Mn-Gehalt ausgezeichnet. Zwei Proben geben etwas Bi. In zwei Proben ist Indium neben Gallium (No. 1 und 2), meist ist Indium allein vorhanden (außer in den genannten No. 14 und 15 noch in No. 6, 7, 8 und 13). In No. 14 ist 0,0243 % Indium.

Max Bauer.

Ch. Palache und H. O. Wood: Kristallographische Untersuchung des Millerit. (Zeitschr. f. Krist. 41. 1905. p. 1—18. Mit 8 Textfig.)

Der Millerit von Orford, Prov. Quebec, an der Ostseite des Brompton-Sees findet sich auf einem mächtigen Gang von weißem Kalkspat, der Serpentin durchsetzt; in dem Kalk, besonders reichlich an den Salbändern, ist grüner Chromgranat und Diopsid eingewachsen. Der Chromgranat, nach der Analyse Uwarowit mit 6,20—6,93 Cr_2O_3, bildet z. T. deutliche Kristalle, die mit Salzsäure aus der Gangmasse herausgelöst werden können; Begrenzungsflächen sind (110) herrschend und sehr schmale Abstumpfungen der Kanten (358) und (459), letztere Form neu für den Granat. Der Diopsid bildet bis 6 Zoll lange und sogar größere Kristalle, vorherrschend a (100) und b (010) mit schmalen m (110) und i (130),

alle glänzend und glatt, mit den matten Endflächen p ($\bar{1}01$) und u (111) und zuweilen und klein c (001) und s ($\bar{1}11$). Zwillinge nach (100) sind häufig.

Der Millerit ist in Körnern und Prismen unregelmäßig durch die ganze Masse verteilt. Er findet sich im dichten Granat, aber reichlicher an der Grenze zwischen Granat oder Diopsid und Kalkspat, jedoch auch im Kalkspat selbst. In diesem Falle sind es kurze, starke Prismen, oder lange, dünne Nadeln und Haare, vielfach gekrümmt, gebogen und gedreht. Sie sitzen vielfach auf dem Granat auf. Diese Kristalle sind z. T. meßbar; sie haben nach der Methode von V. Goldschmidt folgende Formen ergeben, von denen die neuen mit * bezeichnet sind:

b ($10\bar{1}0$), a ($11\bar{2}0$), k ($21\bar{3}0$), *d ($72\bar{9}0$), r ($10\bar{1}1$),
v ($50\bar{5}2$), *p ($02\bar{2}1$), *s ($21\bar{3}1$), *u ($\bar{4}153$);

hiezu kommen die unsicheren Formen:

i ($41\bar{5}0$), *f ($9.4.\bar{1}3.0$), *g ($31.13.\bar{4}4.0$), t ($03\bar{3}1$), *h ($30\bar{3}1$),
*x ($40\bar{4}1$), *j ($50\bar{5}1$), *l ($09\bar{9}1$), *m ($0.18.\bar{1}8.1$), *n ($52\bar{7}6$),
*σ ($7.4.\bar{1}\bar{1}.9$), *q ($51\bar{7}4$), *w ($42\bar{6}5$).

Von den früher genügend sicher bestimmten Formen wurden c (0001) und e ($01\bar{1}2$) nicht beobachtet.

Das Achsenverhältnis ergab sich:

r ($10\bar{1}1$) $\varrho = 20°42{,}6'$, hieraus $p_0 = 0{,}21828$
p ($02\bar{2}1$) $\varrho = 37°05{,}8'$, hieraus $p_0 = 0{,}21830$,

also im Mittel: a : c = 1 : 0,3274.

Die Flächen des Rhomboeders e ($01\bar{1}2$) treten als Gleitflächen auf. Nach ihnen ist Zwillingsbildung zu beobachten und die Zwillinge lassen sich leicht durch Druck herstellen. Ob das Mineral, wie nach der ausgesprochen trigonalen Form der Prismen zu vermuten und wie auch nach der Analogie mit Greenockit immer angenommen worden ist, hemimorphe Ausbildung besitzt, konnte nicht mit Bestimmtheit ermittelt werden, da zweiseitig begrenzte Prismen nur selten und stets in ganz ungenügender Beschaffenheit vorkommen.

Auf der Oberfläche eines einzelnen Handstücks von sehr intensiv grünem Chromgranat, das ursprünglich mit einer dünnen Schicht Kalkspat bedeckt war, war nach der Entfernung des letzteren durch Säure eine Anzahl dünner Krusten eines grauen bis weißen metallischen Minerals zu sehen, anscheinend Rammelsbergit. Die Kristalle sind winzig und durchweg stark gestreift, so daß genügende Messungen nicht möglich waren. Bis jetzt wurde dieses Mineral nicht in Kristallen gefunden, die mehr als eine Zone zu messen gestatteten. Daher wurden mehrere Kristalle sorgfältig untersucht und ein vorläufiges Achsenverhältnis berechnet. Das Mineral ist im Habitus ähnlich den anderen Gliedern der Markasitgruppe; das flache Doma, das sich an allen gemessenen Kristallen vorfand, wurde wie beim Arsenkies als Brachydoma (014) gewählt. Die Prismenzone war so stark gestreift, daß die Ablesungen nicht brauchbar waren; an fast allen Kristallen wurde ein Makrodoma mit sehr matter Flächenbeschaffenheit

beobachtet, das aber recht einheitliche Ablesungen gab. Es wurde als (102) gewählt, wobei die einfachsten Indizes für die Prismenformen entstanden und das Achsenverhältnis am meisten Ähnlichkeit mit dem der anderen Glieder der Markasitgruppe erhielt, von denen es aber auch so noch weit abweicht. Es wurde erhalten:

Rammelsbergit (?): $a : b : c = 0{,}57222 : 1 : 1{,}1545$.

Hierauf bezogen erhalten die beobachteten Formen die Ausdrücke:

(010), (110), (120), (210), (014), (013), (012), (021), (102).

Zu einer vollständigen und sicheren Analyse war zu wenig Material vorhanden. Lötrohrproben ergaben die Anwesenheit von Arsen und Nickel, Schwefel konnte nicht nachgewiesen werden. **Max Bauer.**

B. Mauritz: Beiträge zur kristallographischen Kenntnis der ungarischen Kupferkiese. (Zeitschr. f. Krist. **40**. 1905. p. 589—596. Mit 1 Taf.)

Kupferkies von Botes. 3—8 mm große Kristalle. Beobachtete Formen:

p (111), p_1 ($1\bar{1}1$), m (110), e (101), z (201), r (605).

Die Oktaeder 2. Stellung sind horizontal gestreift, die Tetraederflächen parallel den Flächen von (101) und (201). Einfache Kristalle selten; an ihnen ist (201) und (605) herrschend und der Habitus bipyramidal. Zwillinge nach dem Hauptoktaeder sind häufiger, und zwar scheinen beide Individuen mit je einer positiven und negativen Fläche ((111) und ($1\bar{1}1$)) miteinander verwachsen, was aber nicht sicher festgestellt werden kann. Sehr gewöhnlich sind aus zwei Individuen verwachsene Zwillinge, an deren einem die Flächen ($\bar{1}\bar{1}1$), (201), (605), (021) und (065), an dem anderen die vier oberen Flächen von (605) groß ausgebildet sind.

Kupferkies von Kapnik. Kleine, aber flächenreiche Kristalle mit starkem Glanz. Streifung nur auf + (111), zuweilen horizontal in der Zone der Oktaeder 2. Stellung. Beobachtete Formen:

c (001),	m (110),	a (100),	p (111),	p_1 ($1\bar{1}1$),
r (332),	t (221),	g (203),	e (101),	x (605),
K (11 . 0 . 9),	Q (504),	M (14 . 0 . 11),	ζ (907),	π (403),
ε (705),	δ (10 . 0 . 7),	h (302),	q (503),	χ (704),
L (23 . 0 . 12),	Z (201),	R (703),	S (502),	T (601),
W (701),	y (313),	s (511),	N (9 . $\bar{1}$. 12),	H (8 . $\bar{1}$. 10).

Nach dem Habitus werden zwei Typen unterschieden:

1. Bisphenoidaler Typus. Vorherrschen von + (111) mit horizontaler Streifung; die Oktaeder 2. Stellung liegen gewöhnlich an der Kombinationskante des + und − Tetraeders dicht übereinander, so daß diese Kanten abgerundet erscheinen.

2. Bipyramidaler Typus. Herrschend treten auf in abnehmender Rangordnung: (201), (101), (601), (403), (302) und (10 . 0 . 7). Die anderen

Oktaeder 2. Stellung sind untergeordnet, wie auch alle Skalenoeder. Das Auftreten und die Beschaffenheit der Flächen der verschiedenen einfachen Formen wird im einzelnen besprochen, sodann die Zwillingsbildung.

Zwillinge sind bei Kapnik wesentlich häufiger als einfache Kristalle. Verbreitet sind nur solche nach (111), wobei ungleichartige Tetraederflächen aneinanderwachsen und die Zwillinge also unsymmetrisch sind. Letzteres ist genau festzustellen, weil sich + (111) und — ($1\bar{1}1$) durch die Streifung bestimmt voneinander unterscheiden. Gewöhnlich ist das eine Individuum nach (111) plattig und flächenreich, das andere flächenarm und in das erstere eingekeilt. Nur einmal wurde ein Penetrationszwilling nach diesem Gesetz beobachtet. Eine besondere Ausbildung der Zwillinge nach dem in Rede stehenden Gesetz kommt zustande, wenn die Individuen nach einer Fläche verwachsen sind, die auf der Zwillingsfläche und gleichzeitig auf einer Achsenkante von (201) senkrecht steht. Für diese Verwachsung galt früher das besondere Gesetz: Zwillingsachse // einer Polkante von (201), Zwillingsfläche senkrecht darauf, das aber keine selbständige Bedeutung besitzt. Zwei Kristalle dieser Art wurden untersucht. Endlich wurde ein Kristall nach dem Gesetz: Zwillingsfläche eine Fläche von (101) beobachtet, an dem die beiden Individuen zu der Zwillingsfläche symmetrisch liegen. Diese Zwillingsbildungen werden durch Winkelmessungen etc. eingehend nachgewiesen und zum Schluß die gefundenen Winkelwerte in einer Tabelle zusammengestellt.

Kupferkies von Schemnitz. Die Kristalle sind von sehr wechselnder Ausbildung, vielfach unregelmäßig, 5—10 mm im Durchmesser, die Flächen wenig glänzend, von braunen oder schwarzen Überzügen bedeckt und nach mehreren Richtungen stark gestreift. Nur die kleinsten sind zu einer Untersuchung gut genug beschaffen. Die beobachteten Formen sind:

c (001), a (100), m (110), p (111), p_1 ($1\bar{1}1$),
d_1 ($1\bar{1}4$), e (101), z (201), T (601), π (403),
i (706), K (102), y (313), Z (525), F ($4\bar{1}1$),
G (10 . 4 . 7).

Besondere Typen lassen sich nicht unterscheiden, so sind manche Kristalle durch groß ausgebildete Tetraeder + (111) mit charakteristischer Streifung und gegen die Ecken zu sich abrundend ausgezeichnet. Das Gegentetraeder — ($1\bar{1}1$) ist stets untergeordnet. Die meisten Kristalle sind Zwillinge nach (111). Die Art der Verwachsung ist nicht sicher zu beurteilen, da beide Tetraeder (111) gestreift sind. Fast alle Zwillinge sind von derselben Ausbildung. Auch hier sind die gemessenen Winkel zu einer Tabelle vereinigt. **Max Bauer.**

G. Quincke: Über Eisbildung und Gletscherkorn. (Ann. d. Physik. (4.) **18**. 80 p. 7 Fig. 1 Taf. 1905.) [Vergl. auch: The Formation of Ice and the Grained Structure of Glaciers. Proceed. of the Royal Society. **76**. p. 431—449. 1905.]

Die Erscheinungen der Regelation, Bildung des Gletscherkorns, Plastizität und Fließens des Gletschereises werden vom Verf. mit seinen früheren Beobachtungen über Oberflächenspannung und Schaumzellen in Verbindung gebracht. Sogar die bisher als eng verbunden mit der kristallographischen Molekularstruktur aufgefaßte Translationsfähigkeit des Eises wird unsichtbaren Schichten flüssiger Salzlösung zugeschrieben, die in den Kristall eingelagert sein sollen. Ferner spaltet ein Eisblock „nach den Diagonal- und Mittelflächen, in denen sich beim Ausfrieren der Eiskristalle die Mutterlauge der Spuren Salz angereichert hat". Weniger neuartig ist es, daß die Unterschiede zwischen blauem und weißem Gletschereis auf ähnliche Ursachen zurückgeführt werden. Verf. hat unter Variierung der Abkühlungsgeschwindigkeit mit besonderen Vorsichtsmaßregeln künstliches Eis erzeugt, und besonders die Unterschiede des aus heißem destillierten Wasser und des aus Leitungswasser durch langsames Gefrieren erhaltenen Eises photographisch abbilden lassen.

E. Sommerfeldt.

V. Goldschmidt: Quarzzwilling nach r = 10. (Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **24**. p. 157—166. 1905.)

Die hier beschriebene Zwillingsbildung wurde an einem Quarzkristall vom Grieserntal in der Schweiz beobachtet. Zwei Kristalle von sehr ungleicher Größe und Ausbildung sind regelmäßig verwachsen. Auf einem großen formenarmen, nur von ∞R, +R und −R begrenzten Kristall II sitzt auf einer Rhomboederfläche ein kleiner Kristall I von ganz eigentümlicher Ausbildung. Er ist stark abgeplattet, flächenreich und so verzerrt, daß die Flächen nur durch Messung bestimmt werden können, es sind die gewöhnlichen Formen: $r\,\varrho = \frac{+}{-}10\,(10\bar{1}1) \frac{+}{-} R$, $b = \infty 0\,(10\bar{1}0) . \infty R$, $s = 1\,(11\bar{2}1)\,2P2$, $u = 13\,(13\bar{4}1)\,\frac{4P\frac{4}{3}}{4}$, $x = 15\,(15\bar{6}1)\,\frac{6P\frac{6}{5}}{4}$.

Von diesen Flächen ist nur eine r-Fläche groß und eine b-Fläche mäßig groß ausgebildet, alle anderen sind klein; das Vorzeichen ist nicht bestimmt. Nach der einen r-Fläche ist der kleine Kristall stark abgeplattet und diese Fläche spiegelt mit einer Rhomboederfläche des großen Kristalls ein, die dreieckigen Wachstumsfiguren aber auf r des kleinen Kristalls hatten ihre Spitzen entgegengesetzt gerichtet mit denen der miteinspiegelnden Fläche r des großen Kristalls.

Es zeigte sich ferner ein Parallelismus der Kante $b_2 s_2$ [muß heißen $b_2 r_2$. Ref.] mit der Kante $b_2' r_2'$. Damit war festgelegt, daß die beiden Individuen einen Zwilling bilden, daß r_2 resp. r_2' zugleich Zwillingsebene und Verwachsungsebene sind. Drehung 180° um eine Achse $\perp r_2 r_2'$. Durch Messung wurde entschieden, daß die Positionen der Flächen streng mit den Forderungen des Zwillingsgesetzes übereinstimmen, dieses demnach als erwiesen gelten kann. Der kleine jüngere Kristall hat sich auf dem großen älteren flach nach einer Rhomboederfläche ausgebreitet.

Zwillinge und Viellinge nach r sind zuerst von G. Rose an Quarz von Reichenstein in Schlesien beobachtet worden. Durch Untersuchungen von Eck war es fraglich geworden, ob diese Quarzkristalle in der angegebenen Weise zwillingsartig primär verwachsen waren, oder ob nicht vielmehr eine regelmäßige Verwachsung von Quarz mit Calcit vorliege, derart, daß sich nicht die Quarzkristalle gegenseitig orientiert hätten, sondern gemeinsam vom Calcit orientiert wären. Nach dem vorliegenden Fall hält Verf. Rose's Reichensteiner Gesetz für gesichert; es liegt die regelmäßige Verwachsung der Quarzkristalle unter sich nach r und zugleich mit Calcit nach dessen $-\frac{1}{2}$R vor. Es dürfte anzunehmen sein, daß der Calcit die Zwillingsbildung des Quarzes nach r zwar nicht bewirkt, aber begünstigt habe. **R. Brauns.**

V. Goldschmidt: Über die Zwillingsgesetze des Quarz. (Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **24**. p. 167—182. 1905.)

Die früher von dem Verf. für einen Zwilling gegebene Definition „Zwilling ist ein symmetrisches Kristallpaar" ist mit Rücksicht auf die Kristallarten mit enantiomorphen Formen dahin zu erweitern: „Zwilling ist ein in bezug auf die Hauptflächen symmetrisches Kristallpaar" und es bedarf in jedem speziellen Fall einer Entscheidung darüber, was als Hauptflächen anzusehen sei. Nach diesen Bemerkungen betrachtet Verf. die Zwillingsgesetze bei Quarz und unterscheidet:

I. Gruppe: Hauptachsen parallel, axiale Verwachsungen:
- A. Ohne Drehung. Deckung r mit r, ϱ mit ϱ.
  - a) Verwachsung von Rechts- und Linksquarz (R + L).
- B. Drehung 180° (oder 60°) Deckung r mit ϱ.
  - b) Rechtsquarz mit Rechtsquarz (R + R).
  - c) Linksquarz mit Linksquarz (L + L).
  - d) Rechtsquarz mit Linksquarz (R + L).

II. Gruppe: Hauptachsen geneigt, eigentliche Zwillinge.
- C. Zwillingsebene ξ = P2 ($11\bar{2}2$). Japaner Gesetz (C. S. Weiss).
- D. Zwillingsebene r = R ($10\bar{1}1$) oder $\varrho = -$R ($01\bar{1}1$). Reichenstein-Grieserntal-Gesetz (G. Rose, Goldschmidt).
- E. Zwillingsebene p = $\frac{1}{2}$R ($10\bar{1}2$) oder $\pi = -\frac{1}{2}$R ($01\bar{1}2$). Sardisches Gesetz (Q. Sella).

Diese Gesetze werden im folgenden ausführlich diskutiert. Ihre Rangordnung ist A > B > C > D > E, ihre Häufigkeit stimmt mit der Rangordnung überein. Verwachsung nach Gesetz E ist bisher nur einmal, nach D zweimal festgestellt, während das Japaner Gesetz schon häufiger vorkommt. Für den von E. Kaiser beschriebenen Zwilling nach $-\frac{3}{4}$R ($03\bar{3}4$) wäre noch zu prüfen, ob nicht eine zufällige Verwachsung vorliege.

Das Resultat der Untersuchung und Diskussion wird in folgende Sätze zusammengefaßt:

1. Es bestätigt die Sicherheit der Erkennung der Primärknoten aus den Zwillingsgesetzen eines Kristalls.

2. Es zeigt, daß nur wenige Hauptbinder die Zwillingsgesetze einer Kristallart bestimmen.

3. Es eröffnet die Möglichkeit auszusagen, welche Zwillingsarten wahrscheinlich sind. Damit geben sie ein Mittel, um beobachtete gesetzmäßige Verwachsungen auf ihre innere Wahrscheinlichkeit zu prüfen.

4. Die Zwillingsgesetze erhalten eine Rangordnung auf Grund der verschiedenen Zahl und Art der Deckflächen und Deckzonen.

5. Wir erhalten Einblick in die Art der Verknüpfung heterogener Kristallarten (hier Quarz und Calcit) und erkennen für solche, daß dieselben Binder (Normalen der Hauptfläche), die die Partikel der gleichen Kristallart verknüpfen, ebenso durch Einrichten die heterogenen Partikel orientieren und zusammenhalten. Das ist sehr merkwürdig.

R. Brauns.

C. R. Lindsey: Note on the occurrence of Brookite in the Cleveland ironstone. (Min. Mag. **14**. p. 96—98. Mit 12 Textfig. London 1905.)

Bei der Auflösung einer größeren Menge (1 Pfund) des Eisensteins von Cleveland (Grafschaft York) blieben als Rückstand, außer kleinen Kristallen von Anatas, dessen Vorkommen in diesem Eisenstein schon länger bekannt ist, auch eine größere Anzahl von Kriställchen von Brookit von im Durchschnitt ca. $\frac{1}{8}$ mm Länge. Sie sind entweder dicktafelig, von rechteckiger Gestalt und dunkelbrauner Farbe, oder äußerst dünn, rötlich- oder gelblichbraun und an den Enden zugespitzt. Für kristallographische Messungen sind die Kristalle zu winzig. K. Busz.

Luigi Peruzzi: Sui calcare a brucite di Teulada e sulla composizione mineralogica della predazzite. (Atti R. Accad. dei Lincei. 1905. (5.) Rendic. cl. di sc. fis., mat. e nat. **14**. p. 83—88.)

Bei Teulada, Bezirk Sulcis in Sardinien, finden sich im Kontakt mit Granit veränderte silurische Kalke, mittel- bis grobkörnig, weiß bis grau, zuweilen mit grünlichgelben Flecken. Der Kalk umschließt Brucit und in geringerer Menge Serpentin, Periklas und Magneteisen. Nach der Methode von Lemberg wurde die gänzliche Abwesenheit von Dolomit festgestellt. Der Brucit bildet durchsichtige und farblose Plättchen oder Schuppen, scharf und in einzelnen Fällen deutlich sechsseitig umgrenzt, zuweilen etwas gekrümmt mit Spuren basischer Spaltbarkeit oder es sind unregelmäßige kristallinische Aggregate, zu Büscheln vereinigte Fasern oder reihenförmig angeordnete Schüppchen, durchsichtig und farblos bis fast vollständig opak durch fein verteiltes Magneteisen. Zwischen beiden Arten des Vorkommens sind Übergänge vorhanden. Die Doppelbrechung ist ziemlich hoch; die Brechungskoeffizienten wurden, in naher Übereinstimmung mit dem Ref. gefunden: $n_g = 1{,}5827$; $n_p = 1{,}562$. Doppelbrechung $+$.

G. = 2,385. Der Serpentin bildet unregelmäßige grünlichgelbe Körner und kristallinische Aggregate mit der gewöhnlichen Maschenstruktur der aus Olivin entstandenen Serpentine. Der Periklas ist in kleinen unregelmäßigen Körnern oder scharf begrenzten Oktaederchen im Gestein verteilt. Sie sind stark lichtbrechend und fast farblos, sowie z. T. vollkommen isotrop. Das Magneteisen ist in Form winziger Körnchen und Oktaederchen reichlich durch das ganze Gestein zerstreut.

Brucithaltige Kontaktkalke sind nicht häufig. Verf. gibt die wenigen bekannten Vorkommen an und bespricht dann speziell den Predazzit, der nach der Angabe von Lenecek nicht Brucit, sondern Hydromagnesit enthalten sollte. Verf. hat aber durch Untersuchung der optischen Eigenschaften und des spezifischen Gewichts nachgewiesen, daß im Predazzit zweifellos Brucit enthalten ist, wie das auch früher stets angenommen worden war, und daß Hydromagnesit sich nicht nachweisen läßt. Das Gestein von Teulada ist also ein Analogon des Predazzits. Es waren ursprünglich magnesiahaltige Kalke, deren Magnesia- resp. Eisengehalt das Material zur Entstehung des Brucits, Periklases und Serpentins (resp. Olivins) lieferte. Verf. hebt den stets vorhandenen Eisengehalt der Dolomite besonders hervor und betont, daß ihnen nicht die Formel $CaMg(CO_3)_2$, sondern $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$ zugeschrieben werden muß. **Max Bauer.**

T. H. Holland: General report of the geological survey of India for the period april 1903 to december 1904. Laterite. (Records of the geological survey of India. **23**. Part II. 1905. p. 141—144.)

—: The occurrence of Bauxite in India. (Ibid. p. 175—184.) [Vergl. auch H. Warth, dies. Jahrb. 1903. I. -381- und Centralbl. f. Min. 1902. p. 176; H. und F. J. Warth, dies. Jahrb. 1905. II. -15-; T. H. Holland, dies. Jahrb. 1905. I. -374-.]

In Bestätigung der vom Ref. erhaltenen Resultate der Untersuchung des Laterits von den Seyschellen (dies. Jahrb. 1898. II. 193) stellt der Verf. nach zahlreichen durch die Untersuchung des Seyschellenlaterits veranlaßten und namentlich von H. und F. J. Warth ausgeführten Analysen indischer Laterite fest, daß auch diese im wesentlichen die Beschaffenheit des Bauxits zeigen. Er nennt daher die tonerdereichen indischen Laterite auch einfach Bauxit. Ausdrücklich hebt er hervor, daß diese Untersuchungen nicht nur ein hohes theoretisches Interesse, sondern auch große praktische Bedeutung besitzen, da solcher Laterit (Bauxit) ein wichtiges Aluminiumerz sein kann. Auf Anregung der Geological Survey of India wurden daher seit 1903 die Laterite in Südindien und in den Zentralprovinzen genauer untersucht und dabei das Vorhandensein von, dem europäischen und amerikanischen tonerdereichen Bauxiten in der Zusammensetzung ganz entsprechenden Lateriten in großen Massen nachgewiesen. Besonders untersucht wurden u. a. die „high level laterites“ der Vizigapatam hills im Kala-

handi-Staate (etwa unter 19° nördl. Breite und 83° östl. Länge von Greenwich). Diese Laterite reichen hier wie in dem benachbarten Staate von Jeypore nicht höher als 4000 Fuß (engl.); die Mächtigkeit beträgt bis zu 80 und sogar 100 Fuß. In dieser Weise findet sich jetzt der Laterit als Kappe auf den Gipfeln einzelner Berge und Hügel, hat aber offenbar früher eine große zusammenhängende Decke über den die Berge und Hügel aufbauenden kristallinischen Gesteinen gebildet, aus denen er durch Umwandlung entstanden ist. Diese Decke wurde dann später durch die Erosion teilweise zerstört und zerstückelt, so daß heute der Laterit nur einen verhältnismäßig geringen Umfang besitzt. An den einzelnen Punkten sind gewöhnlich die oberen äußeren Lagen der Decke verhärtet, bunt gefärbt, porös und röhrig (tubular); die tieferen, inneren Lagen dagegen sind mehr homogen, gleichmäßig gefärbt, hellrot, weich und erdig. Die häufig deutlich geschichteten Laterite der Distrikte von Balaghat und Jubbalpore in in den Zentralprovinzen gleichen mehr dem gewöhnlichen Bauxit Europas und werden im Gegensatz zu den vorhin betrachteten nicht als ein normales rezentes Verwitterungsprodukt angesehen. Ihre Bildung wird nicht auf Prozesse zurückgeführt, die jetzt noch in jenen Gegenden an der Erdoberfläche wirksam sind, sondern sie soll einer weit zurückliegenden geologischen Vorzeit angehören. Dies ist der Inhalt der ersten im Titel genannten Abhandlungen.

In der zweiten stellt Verf., wiederum z. T. mit aus praktischen Gesichtspunkten, eine größere Anzahl von Analysen indischer Laterite zusammen, nicht nur diejenigen von H. und F. J. Warth (vergl. die oben hinter dem Titel zitierten Arbeiten), sondern auch solche aus neuerer Zeit von anderen Analytikern. Er hebt dabei noch einmal wie schon in seiner älteren hinter dem Titel zitierten Darstellung des indischen Laterits vom Jahre 1903 ausdrücklich hervor, daß er den Bauxit nicht als ein besonderes Mineral $Al_2O_3 . 2H_2O$ ansieht, was ja wohl auch sonst niemand mehr tut, sondern daß der Bauxit (und die entsprechenden Laterite) ein inniges Gemenge von Gibbsit (Hydrargillit) und von Diaspor sei. Das ist ja dasselbe, was Ref. schon früher für die Seyschellenlaterite ausgesprochen hat. Inzwischen hat aber J. M. van Bemmelen (dies. Jahrb. 1906. I. - 23 -) dem gegenüber die Meinung ausgesprochen, daß es sich nicht um den in HCl unlöslichen Diaspor handeln könne, sondern daß dem Hydrargillit durch HCl zersetzbare amorphe Aluminiumhydrosilikate in einer gewissen Menge beigesellt seien. Man wird in Zukunft nicht achtlos an dieser letzteren anscheinend wohl begründeten, wenn auch vielleicht nicht ganz allgemein gültigen Ansicht vorübergehen können.

Im folgenden sind diejenigen in der vorliegenden Abhandlung aufgeführten Analysen indischer Laterite mitgeteilt, die bisher in diesem Jahrbuch noch keine Berücksichtigung gefunden haben. Sie zeigen, daß die Ansicht von der Natur des Laterits, die Ref. nach seiner Untersuchung des Materials von den Seyschellen ausgesprochen hat, vollinhaltlich auch für den indischen Laterit gilt. Diese neuen Analysen sind die folgenden:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Al_2O_3 . .	64,34	31,37	45,77	63,14	65,48	52,67	51,62	54,20
Fe_2O_3 . .		40,18	9,30		3,77	7,04	5,51	4,02
H_2O . .	31,58	24,18	28,30	16,81	19,38	29,83	30,72	27,93
SiO_2 . .	4,68	2,16	14,58	19,32	0,38	1,26	0,05	1,55
TiO_2 . .	0,95	2,01	0,52	—	11,61	7,51	7,51	12,21
CaO . .	—	—	—	—	—	1,75	5,25	—
MgO . .	—	—	1,32	—	Spur	Spur	—	—
	101,55	99,90	99,79	99,27	100,62	100,06	100,66	99,91

1. Fort Hamilton, 12 miles südlich von Kodaikanal, Palni hills (vergl. die Analyse von H. Warth des Laterits von Kodaikanal). Der Fe_2O_3-Gehalt, der von Al_2O_3 nicht getrennt ist, ist nur gering.

2. Golf Club Pavilion, Ootacamund, Nilgiri hills, SiO_2 und TiO_2 nicht ganz vollständig getrennt.

3. 4 miles südlich von Kodaikanal, Palni hills. Ein Teil der SiO_2 ist als Quarz vorhanden.

4. Südwestlich von Girliguma in den Vizagapatam hills.

5. Hellgelb, grob pisolithisch, von Katni im Jubbulpore-Distrikt. 1,06 des H_2O entweicht bei 100°. Analyse von T. R. Blyth, ebenso die beiden nächsten.

6. Braun, pisolithisch, von dort, bildet mit No. 5 zusammen ausgedehnte Ablagerungen.

7. Gelblich, pisolithisch, von einem Hügel $1\frac{1}{4}$ mile ONO. von Rupjhar, Baihir tahsil, Balaghat-Distrikt. 0,74 des H_2O geht bei 100° fort.

8. Bräunlichgelb, pisolithisch, 2 miles nördlich von Samnapur, Baihir tahsil, Balaghat-Distrikt. Analyse von H. H. Hayden und T. R. Blyth.

Bemerkenswert ist der hohe Gehalt einiger dieser Laterite (No. 5 und 8, auch 6 und 7) an TiO_2. Es ist wohl anzunehmen, daß der ganze TiO_2-Gehalt der Laterite aus TiO_2-haltigen Mineralien (Titaneisen etc.) des ursprünglichen Gesteins herrührt, nur ein zufälliger ist und nicht zum Wesen des Laterits gehört. **Max Bauer.**

G. Melczer: Daten zur genaueren Kenntnis des Albit. (Zeitschr. f. Krist. **40**. 1905. p. 571—587. Mit 7 Textfig.)

Verf. hat den Gang der Entwicklung unserer Kenntnisse von der Kristallform des Albits im einzelnen verfolgt und stellt die Ergebnisse der bisherigen Forschungen, soweit sie nach ihrer Genauigkeit hier überhaupt in Betracht kommen können, in folgender Tabelle zusammen. Die Arbeiten von G. Rose und F. Neumann sind darin nicht berücksichtigt, wahrscheinlich weil sie selbst kein Achsensystem aus den von ihnen gemessenen Winkeln berechnet haben.

	a : b : c	α	β	γ
Des Cloizeaux-Lacroix	0,633 : 1 : 0,557	94° 3′	116° 27′	88° 9′
vom Rath	0,637 : 1 : 0,559	94 5	116 42	87 51
Klockmann	0,633 : 1 : 0,556	94 5	116 31	88 9
Sella	0,633 : 1 : 0,558	94 4	116 28	88 8
Glinka	0,634 : 1 : 0,557	94 5	116 27	88 7
	0,635 : 1 : 0,559	94 16	116 44	87 45
Viola	0,635 : 1 : 0,557	94 15	116 32	88 5

Verhältnismäßig große Differenzen zeigen sich hier namentlich beim Winkel γ, was wohl mit der Streifung der Prismenflächen und mit der fast nie fehlenden Störung der Fläche M zusammenhängt, wodurch die Genauigkeit der Messung beeinträchtigt wird. Verf. geht sodann zur Darstellung seiner eigenen Untersuchungen über, bei denen er sich nicht auf die Benützung von fünf gemessenen Winkeln zur Berechnung des Achsensystems begnügt, sondern deren so viel wie möglich dazu heranzieht, wodurch, wie er meint, eine größere Genauigkeit erzielt wird.

Albit von Nadabula. Die Kristalle sind auf Eisenspatkristallen der Eisenerzgänge von Rosenau, Komitat Gömör, aufgewachsen, aber auch Eisenspatrhomboederchen auf Albit, also sind beide gleichen Alters. Begleiter sind Pyrit, Blende und vielleicht Skorodit. Es ist nach der Analyse ein Albit von idealer Reinheit, indem auch das Spektroskop nicht die geringsten Spuren von K und Ca nachweisen konnte. Auslöschungsschiefe auf basischen Spaltplättchen schwankend, wahrscheinlich wegen der steten Störung der Fläche M = 3° 05′—4° 30′, im Mittel = 3° 45′; auf Spaltplättchen nach M: 20° 30′, Mittel mehrerer übereinstimmender Werte und auch übereinstimmend mit reinem Albit. Die Kristalle messen 1 mm bis 2—4 cm, meist $\frac{1}{2}$—1 cm. Die größten sind keine einheitlichen Zwillinge, sondern kompliziertere Stöcke von parallel verwachsenen Zwillingen; zuweilen sind letztere auch nach dem Karlsbader Gesetz vereinigt. Häufig ist Tafelform nach M, oder auch prismatische Verlängerung nach der Zone [M o x]. Alle Kristalle sind einfache, nicht polysynthetische Zwillinge; nur selten sind weitere Lamellen eingewachsen. Sie sind meist farblos und wasserhell, selten weiß. Beobachtete Formen:

M $(0\bar{1}0)$	x $(\bar{1}01)$	o $(\bar{1}\bar{1}1)$
P (001)	r $(40\bar{3})$	p $(1\bar{1}\bar{1})$
l $(1\bar{1}0)$	y $(20\bar{1})$	δ $(\bar{1}\bar{1}2)$
Z $(1\bar{3}0)$	n $(0\bar{2}1)$	q $(22\bar{1})$
T (110)		

außerdem als schmale Streifen in der Zone [M o x] : $(\bar{7}97)$ und $(7\bar{5}\bar{7})$, neu, und zwar bestimmt durch:

$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{7}97 =$ 6° 27½′ (gem.), 6° 33′ 03″ (ger.)
$7\bar{5}\bar{7} : 10\bar{1} =$ 19 30½ „ 19 22 48 „

Je zwei Vizinalflächen zu M, T und r wurden außer acht gelassen. Es sind also nur 15 Flächen am Albit sicher bekannt. Gemessen wurden

25 kleine Kristalle und dabei gut übereinstimmende Resultate erhalten. Aus diesen Winkeln wurde berechnet:

$$a : b\ c = 0{,}6350 : 1 : 0{,}5578;$$
$$\alpha = 94^\circ 6'; \quad \beta = 116^\circ 36\tfrac{1}{3}'; \quad \gamma = 87^\circ 52'.$$

Die gemessenen und hieraus berechneten Winkel sind sodann in einer Tabelle zusammengestellt, die im allgemeinen gute Übereinstimmung zeigt. Daher erklärt Verf. dieses Achsensystem für das beste, das bisher überhaupt für den Albit berechnet worden ist. Größere Differenzen findet man nur bei den M-Flächen und bei den Zwillingswinkeln P/P, x/x etc. infolge der unregelmäßigen Ausbildung der betreffenden Flächen. Jedenfalls hat man hier das Achsensystem des reinen Albits vor sich.

Max Bauer.

E. Kalkowsky: Die Markasit-Patina der Pfahlbau-Nephrite. (Abhandl. naturw. Gesellsch. „Isis" Dresden. 1904. p. 51—60. Mit 1 Textfig.)

Die Nephritbeile aus den Pfahlbauten der Schweizer Seen und des Bodensees haben nicht selten eine dunkle Rinde, die den hellen grünen Nephrit umgibt und die durch eine Imprägnation mit Markasit gebildet wird. Diese Patina entsteht nachträglich, wie aus der Verteilung des Markasits in den Beilen, sowie aus dem Fehlen in allen anderen bearbeiteten oder rohen Nephriten hervorgeht. Vielfach ist in den Sammlungen die schwarze Rinde weggeschliffen, es ist aber meist leicht möglich, eine so gebildete neue Oberfläche von der ursprünglichen zu unterscheiden. Die Patina findet sich nicht an allen Pfahlbau-Nephriten. Nachgewiesen wurde sie an Beilen vom Neuenburger und vom Bieler See, besonders aber an denen von Maurach am Überlinger See; der Bodensee scheint der Bildung besonders günstig gewesen zu sein. Auch tritt die Patina in sehr verschieden starker Entwicklung auf, von einzelnen Markasitkörnchen bis zu einer vollständige Undurchsichtigkeit der Schliffe erzeugenden Anhäufung. An einem und demselben Stück tritt sie stellenweise verschieden auf, daß ganz reine Flecken mit mehr oder weniger stark imprägnierten Oberflächenteilen abwechseln. Der Markasit liegt dabei selten ganz frei, sondern steckt in dem Strahlsteinnadelfilz des Nephrits bis zu einer Tiefe von 0,2 mm infolge der natürlichen Porosität und der Auflockerung durch beginnende Zersetzung, wobei er teils von der Oberfläche, teils von Spalten aus in das Gestein eindringt.

Bei der Untersuchung seines reichen Materials hat Verf. auch Arzruni's „alpinen Typus" des Nephrits näher betrachtet und gefunden, daß die Pfahlbau-Gegenstände drei Typen leicht unterscheiden lassen. Der erste seltenere „faserige" Nephrit zeigt parallele, wenig gekrümmte Aktinolithfasern; spaltbar ist er nach einer Richtung, nicht bloß nach einer Ebene. Ein großes Beil dieser Art aus dem Dresdner zoologischen Museum zeigt schillernden Seidenglanz und den wandernden Lichtschein mit Farbenwechsel von grünlichschwarz bis hellgrün wie bei manchen Katzenaugen;

es ist an der Oberfläche stark mit Markasit imprägniert, der sich bei heller Beleuchtung durch einen gelblichen metallischen Reflex zu erkennen gibt. Sehr häufig ist die zweite Abart des „schieferigen“ Nephrits, des „alpinen Typus“ von Arzruni im großen und ganzen. Solche Stücke spalten leicht nach einer bestimmten Fläche, und die Spaltungsflächen zeigen häufig eine feine Fältelung wie die meisten archäischen Phyllite, infolge deren auch die Nephritfasern deutlich gewellt erscheinen. Hier ist Markasit besonders häufig und zuweilen auch infolge der blätterigen Struktur tief im Innern vorhanden. Die dritte Varietät des „massigen“ Nephrits hat nichts Alpines an sich; seine Struktur ist die gemeine kurzfaserige mit verschiedener Richtung der Faserbündel, ununterscheidbar von den asiatischen und anderen Nephriten.

Der Markasit macht sich zuweilen durch einen gelben metallischen Schiller an der Oberfläche bemerkbar. U. d. M. wird er am besten erkannt, wenn man einen Dünnschliff mit sehr schwachem, durchfallendem Licht und mit nahezu horizontal streifend auffallendem, durch eine Linse konzentriertem Licht einer matten Sonne beleuchtet. Häufig ist die Bestimmung schwierig; das Hauptkennzeichen ist die eigentümlich graulichgelbe Farbe des Markasits, der hier stets vorliegt, nicht Pyrit. Daß es ein Eisensulfid ist, wurde chemisch nachgewiesen. Es ist auch wahrscheinlicher, daß sich in dem an organischen Substanzen reichen Moorboden des Sees Markasit und nicht Pyrit gebildet hat. Die Verteilung des Minerals ist verschieden, am seltensten sind es Wolken allerfeinsten Staubs, am häufigsten größere Körnchen bis zu 0,05 mm Durchmesser. Sehr auffällig sind kleine Ringelchen von einem Durchmesser bis 0,03 mm, sowie Kristallskelette, die aus dünnen, tafelförmigen Elementen aufgebaut erscheinen. In Form von Kristallnadeln kommt der Markasit nicht vor; Erscheinungen, die darauf hinzuweisen scheinen, beruhen auf Täuschung. Durch Zersetzung geht der Markasit oft in Brauneisenstein über, wodurch die Farbe der Patina entsprechend verändert wird. An einigen Jadeit- und Chloromelanitbeilchen aus der Schweiz wurde ebenfalls Markasit, vielleicht daneben Pyrit beobachtet, aber nicht im Gesteinsgewebe als Patina, sondern nur oberflächlich als Überkrustung, was wohl mit der Gesteinsstruktur zusammenhängt.

Einige mit Patina versehene Nephritbeilchen des zoologischen Museums in Dresden sollen von Ramsla bei Weimar stammen, sie zeigen aber schieferige Struktur ohne wesentliche Abweichung vom alpinen Typus (trotz der gegenteiligen Behauptung Arzruni's).

In den Vertiefungen der Oberfläche sitzen kleine Partien in Säuren löslicher Seekreide, wie in sicher aus Pfahlbauten stammenden Stücken, so daß zweifellos jene Beilchen nicht aus der Gegend von Weimar, sondern ebenfalls aus den Pfahlbauten stammen. Eine Markasit-Patina läßt sich also nur an Pfahlbau-Nephriten nachweisen. **Max Bauer.**

Domenico Lovisato: La Centrolite nel giacimento cuprifero di Bena (d)e Padru presso Ozieri (Sassari). (Atti R. Accad. d. Lincei. 1905. (5.) Rendic. Cl. d. sc. fis., mat. e nat. 18. Juni. 14. p. 696—699.)

Auf der bekannten Lagerstätte ist jetzt außer zahlreichen anderen Mineralien, darunter namentlich Mimetesit, Vanadinit und Stolzit (vergl. dies. Jahrb. 1904. I. -360- und 1905. II. -367-) auch der für ganz Italien neue Kentrolith aufgefunden worden. Er bildet kleine rötlichbraune bis fast schwarze schalige Kügelchen mit schokoladefarbigem Strich auf Quarz, die zuerst für Pyrolusit gehalten worden waren. Eine Analyse von C. Rimatori ergab:

17,71 SiO_2, 60,02 PbO, Spur CuO, 1,55 Fe_2O_3, 18,87 MnO_2, 0,33 CaO, Spur MgO, 1,79 H_2O; Summa 100,27.

Diese Analyse nähert sich sehr derjenigen von Flink, die Dana in dem System of Mineralogy für den Kentrolith von Långban angibt, und ebenso derjenigen eines Kentroliths aus Chile von Damour. H. nicht ganz = 4 (sonst beim Kentrolith = 5). G. = 5,43 bei 16,3° C. (sonst = 6,068 beim Kentrolith von Schweden und = 6,19 beim Kentrolith von Chile. In konzentrierter Salpetersäure ist der Kentrolith von Sardinien teilweise löslich; mit Salzsäure wird Chlor entwickelt. Es ist somit kein Zweifel, daß wirklich Kentrolith vorliegt, der aber etwas weicher und leichter ist als der bisher bekannte und der etwas mehr Blei und etwas weniger Eisen und Kalk enthält, außerdem etwas Wasser und Spuren von Magnesia.

Max Bauer.

F. W. Clarke: Über basische Substitutionen in den Zeolithen. (Zeitschr. f. anorgan. Chem. **46**. p. 197—207. 1905.)

Die vorliegende Notiz gibt einen Überblick über Untersuchungen von H. C. Mc Neil und Steiger.

Analcim ist besonders zu Umwandlungen geneigt und hat die folgenden Substitutionsderivate gegeben:

Analcim	$Na\ Al\ Si_2O_6 . H_2O$
Ammoniumanalcim . . .	$NH_4\ Al\ Si_2O_6$
Silberanalcim	$Ag\ Al\ Si_2O_6 . H_2O$
Thalliumanalcim	$Tl\ Al\ Si_2O_6$
Strontiumanalcim	$Sr\ Al_2Si_4O_{12}$
Baryumanalcim	$Ba\ Al_2Si_4O_{12}$

Die Ammonium-, Silber- und Thalliumverbindungen, von Steiger dargestellt, sind gut definiert und stabil. Sie wurden dargestellt durch Erhitzen von Analcim mit Ammoniumchlorid auf 350° oder durch Schmelzen von Analcim mit Silber- oder Thalliumnitrat, wobei die Reaktionstemperaturen ziemlich niedrig waren. Die von Mc Neil dargestellten Baryum- und Strontiumsalze wurden erhalten durch Schmelzen des Minerals mit Baryum- oder Strontiumchlorid und Auslaugen des Produkts mit Wasser. Die Zusammensetzung des Baryumanalcims stimmte mit der berechneten nahe überein, Strontiumanalcim war nicht völlig rein.

Von Stilbit sind ebenfalls Substitutionsprodukte dargestellt worden. Wenn von dem Kristallwasser als nicht zur Verbindung gehörig abgesehen wird, so führen die Molekularverhältnisse nach den Analysen zu den folgenden empirischen Formeln:

Stilbit (Ca-Salz) . . .	$R_{347}Al_{360}Si_{1000}O_{2734}$
NH_4-Salz	$R_{373}Al_{356}Si_{1000}O_{2705}Cl_{32}$
Tl-Salz	$R_{376}Al_{376}Si_{1000}O_{2751}$
Na-Salz	$R_{408}Al_{367}Si_{1000}O_{2734}Cl_{38}$

Chabasit hat die Tendenz, noch andere Atome oder Atomgruppen aufzunehmen. Aus den Molekularverhältnissen sind die folgenden Formeln für Chabasit und seine Abkömmlinge hergeleitet worden:

Chabasit (Ca-Salz)	$R_{402}Al_{404}Si_{1000}O_{2807}$
NH_4-Salz	$R_{387}Al_{408}Si_{1000}O_{2786}Cl_{38}$
Ag-Salz	$R_{608}Al_{402}Si_{1000}O_{2803}(NO_3)_{209}$
Tl-Salz	$R_{570}Al_{436}Si_{1000}O_{2871}(NO_3)_{137}$
Na-Salz	$R_{674}Al_{438}Si_{1000}O_{2892}Cl_{202}$

Aus dem Thomsonit sind drei Derivate dargestellt worden, aus deren Analysen die folgenden Formeln berechnet werden:

Thomsonit	$R_{838}Al_{847}Si_{1000}O_{3689}$
NH_4-Salz	$R_{796}Al_{863}Si_{1000}O_{3693}$
Ag-Salz	$R_{864}Al_{806}Si_{1000}O_{3641}$
Na-Salz	$R_{941}Al_{879}Si_{1000}O_{3780}Cl_{116}$

Im Anschluß hieran werden die möglichen Strukturformeln diskutiert.

R. Brauns.

F. Zambonini: Ricerche su alcune zeoliti. (Mem. Accad. d. Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. (5.) **5**. 1905. p. 344—373. Mit 10 Textfig.)

Verf. sucht die Stelle noch weiter aufzuklären, die das Wasser in den Zeolithen spielt. Er bespricht die bisher hierüber aufgestellten Ansichten, bekämpft manche von G. Friedel gemachte Aufstellungen und schließt sich im allgemeinen der Meinung von Tammann (dies. Jahrb. 1900. I. -334-) an, daß die Zeolithe Hydrate seien. Er folgt ihm aber nicht in der Auffassung dieser Mineralien als feste Lösungen, die nach seinem Erachten, wenn die Zeolithe feste Lösungen wären, in den Entwässerungskurven und in den Kurven, welche der Geschwindigkeit der Wiederaufnahme des verlorenen Wassers darstellen, keine Diskontinuität auftreten dürften, wie es nach seinen Untersuchungen tatsächlich der Fall ist. Diese Untersuchungen hat er am Heulandit und Thomsonit angestellt und ist dabei zu dem Ergebnis gekommen, daß zwischen dem Verhalten des Wassers in den Zeolithen und dem in den Hydrogelen eine eigentümliche Ähnlichkeit besteht.

Untersucht wurde Heulandit vom Teigarhorn, ein weißes, grobkristallinisches Aggregat mit großen Kristallen der Kombination: (010), (001), (110), (101), ($\bar{1}$01) und selten (021) nach der Aufstellung von Des Cloizeaux. Das feine Pulver war rein weiß. Die Analyse ergab:

58,49 SiO_2, 15,74 Al_2O_3, Spur Fe_2O_3, 6,48 CaO, 0,53 SrO, 1,62 Na_2O, 0,35 K_2O, 16,60 H_2O; Sa. 99,81.

Ein besonderer Versuch wies das gänzliche Fehlen von TiO_2 nach, sowie die sehr nahe Übereinstimmung mit der Analyse von Biltz an Heulandit desselben Fundorts (vergl. Jannasch, Berl. Ber. 20. 1887. p. 348). Diese Analysen geben aber erheblich mehr SiO_2 als die übliche Formel: $CaAl_2Si_6O_{16} . 6H_2O$ verlangt und führen zu dem Verhältnis: $R_2Al_4Si_{13}O_{34} . 12H_2O$.

Besondere quantitative Versuche wurden angestellt, um die Einwirkung heißen Wassers auf Heulanditpulver zu ermitteln. Diese Einwirkung ist sehr kräftig und nach kurzem Kochen mit Heulanditpulver reagiert die Flüssigkeit stark alkalisch. Bei einem Versuch wurden 0,5192 g des Minerals 25 Stunden lang mit 160 ccm destilliertem Wasser gekocht; der Alkaligehalt der Lösung ergab, daß 11,3 % (ca. $\frac{1}{9}$) des angewandten Pulvers dabei zersetzt wurden. Wegen einiger anderer ähnlicher Versuche siehe das Original. Wurde das Pulver erst bei 800° vollständig entwässert, so war die Zersetzbarkeit durch heißes Wasser sehr vermindert, in einem Fall auf ca. $\frac{1}{58}$ des Pulvers.

Verhalten des Heulandits in trockener und feuchter Luft. In feuchtigkeitsgesättigter Luft findet Wasseraufnahme statt; in 358 Stunden wurden 0,74 %, in 4082 Stunden 1,57 % Wasser absorbiert.

Verhalten im luftleeren Raum über Schwefelsäure. Im luftleeren Raum wurde in der Kälte über Schwefelsäure Wasser abgegeben, und zwar 2,36 % in 3 Stunden, 6,08 % in 310 Stunden. Bei längerer Einwirkung findet keine weitere Gewichtsabnahme mehr statt. Zu Anfang geht die Wasserabgabe sehr rasch vor sich; allmählich geht es aber immer langsamer, bis nach 310 Stunden das Gleichgewicht eingetreten ist, was eine Kurve deutlich zeigt.

Einfluß der Tension des Wasserdampfs der umgebenden Luft. Auch der Einfluß der Tension des Wasserdampfs der umgebenden Luft auf den Gewichtsverlust bei verschiedenen Temperaturen wurde untersucht. Es wurde einmal die Erhitzung in trockener, sodann in feuchter Luft vorgenommen. Die Versuche ergaben, daß in beiden Fällen jeder Temperatur ein Gleichgewichtszustand entspricht, der, im Gegensatz zu Friedel, sehr rasch erreicht wird. Bei 60—62° ist der Verlust in trockener Luft 2,99 %, in feuchter Luft 1,63 %; bei 410—415° gehen in trockener Luft 14,80 %, bei 420° in feuchter Luft 14,74 % Wasser weg. Aus diesen und zahlreichen Versuchen bei zwischenliegenden Temperaturen folgt, daß der Einfluß der Tension des Wasserdampfs der umgebenden Luft sich mit der Temperatur ändert. Die Differenz des Wasserverlusts in trockener und feuchter Luft ist am größten bei 230—240° und nimmt von da an nach beiden Richtungen bei steigender und fallender Temperatur ab.

Unter demselben Gesichtspunkt wurde auch der Thomsonit aus dem Basalt vom Table Mount bei Golden, Colorado, untersucht. Auch hier wurden rasch Gleichgewichtszustände erreicht; bei 114—115° nimmt

der Wasserverlust schon nach 3 Stunden nicht mehr zu und beträgt 1,49 % und 1,12 % in trockener bezw. feuchter Luft; bei 365° sind es 10,29 und 8,86 %. Die Differenzen für dieselbe Temperatur für trockene und feuchte Luft steigen mit der Temperatur, nehmen aber nicht wie beim Heulandit nach oben wieder ab.

Bei allen diesen Versuchen hat die Größe der angewandten Stücke lediglich Einfluß auf die Länge der Zeit, die zur Erreichung der Gleichgewichtszustände erforderlich ist.

Wiederaufnahme des verlorenen Wassers. Der nicht über 245° C. erwärmte Heulandit hat stets in feuchter Luft nach 15—16 Stunden alles verlorene Wasser wieder aufgenommen. Anders ist es dagegen nach einer Erhitzung auf 300° oder darüber. Ein in einem Strom trockener Luft auf 303° erhitzter Heulandit verlor 13,19 % H_2O. In 14 Stunden nahm er 7,33 % und erst in 2151 Stunden allmählich 12,85 % H_2O wieder auf, so daß also 0,30 % nicht wieder aufgenommen worden waren. Eine andere Probe verlor, auf 369° in einem Strom feuchter Luft erhitzt, 13,92 % H_2O. Hier wurde das Wasser noch viel langsamer wieder aufgenommen: 1,30 % nach 15 Stunden und erst nach 6992 Stunden 7,86 %. Bei einem weiteren Versuch ging bei 419—421° in einem Strom feuchter Luft 14,74 % H_2O weg; nach 15 Stunden waren 0,80 %, nach 3831 Stunden 2,05 % H_2O wieder aufgenommen. Bei ca. 300° tritt also beim Heulandit offenbar ein Wechsel ein, indem die Aufnahmefähigkeit für Wasser von da ab rasch abnimmt, um so rascher, je höher der Heulandit erhitzt wird. Dabei nimmt, wenigstens anfangs, der in trockener Luft erhitzte Heulandit das verlorene Wasser erheblich langsamer wieder auf als der in feuchter Luft erwärmte. Bei diesen Versuchen wurde die Substanz nicht vollständig entwässert. Treibt man durch Erhitzen auf 750° alles Wasser aus, so erhält man auch nach 6monatlichem Aufenthalt über Wasser nicht die mindeste Gewichtszunahme, ohne daß bei der genannten Temperatur die Substanz geschmolzen wäre, was nach Friedel nötig ist, um die Wasseraufnahme der Zeolithe völlig zu verhindern.

Beim Thomsonit ist die Geschwindigkeit der Wasseraufnahme geringer als beim Heulandit. Bei 365° hatte Thomsonit in trockener Luft 10,29 % H_2O verloren. Nach 15 Stunden waren 0,80 %, nach 1097 Stunden 0,93 % Wasser wieder aufgenommen. In feuchter Luft gingen bei 365° 8,86 % H_2O weg, nach 17 Stunden waren 0,72 %, nach 1027 Stunden 1,78 % H_2O wieder aufgenommen. Eine Probe, die bei 420° 9,26 % H_2O in einem feuchten Luftstrom verloren hatte, hatte nach 1727 Stunden nur 0,25 % davon wieder aufgenommen. Schon bei viel niedrigerer Temperatur als beim Heulandit wird beim Thomsonit die Wasseraufnahme fast auf 0 reduziert, im übrigen verhalten sich aber beide Mineralien wesentlich gleich.

Einfluß mehrerer Entwässerungen und der Dauer der Erhitzung auf die Wiederaufnahme des ausgetriebenen Wassers. Verf. hat Heulandit-Pulver an 23 Tagen je 8 Stunden auf 155—160° erhitzt und nachher in der Nacht das Wasser in feuchter Luft

wieder aufnehmen lassen. Er hat dabei jedesmal ganz genau dasselbe Verhalten beobachtet, was Menge des Wassers und Wiederaufnahmsgeschwindigkeit anbelangt. Der Verlust betrug jedesmal 6,06—6,24 %, welche Differenz innerhalb der Beobachtungsfehler liegt. Dies steht im Gegensatz zu G. Friedel's Beobachtungen am Natrolith, an dem er beim zweiten Erhitzen ein merklich anderes Verhalten beobachtet haben wollte als beim ersten. Wird dagegen zuerst auf 240°, sodann auf 305—306° erhitzt und jedesmal die Wiederaufnahme des verlorenen Wassers untersucht, so beobachtet man beidemal ein verschiedenes Verhalten. Die Geschwindigkeit, mit der das verlorene Wasser wieder aufgenommen wird, vermindert sich erheblich und das verlorene Wasser wird nach der zweiten Erhitzung, wie es scheint, nicht mehr vollständig aufgenommen. Von Einfluß auf die Menge des wieder aufgenommenen Wassers ist bei gleicher Temperatur die Länge der Erhitzung. Bei Heulanditpulver, 3 oder 11 oder 53 Stunden auf 303° erhitzt und nachher 5 Stunden einer feuchten Atmosphäre ausgesetzt, reduzierte sich der ursprünglich etwa 13 % betragende Gewichtsverlust auf 5,86, resp. 8,32 und 10,03 %, während nach einem Aufenthalt von 903 Stunden in der feuchten Luft die gebliebenen Gewichtsverluste 0,56, 0,76 und 1,82 % betrugen. Die Wiederaufnahme des verlorenen Wassers findet also langsamer und weniger vollständig statt, wenn die Erhitzung auf eine gewisse Temperatur länger gedauert hat. Heulanditpulver, 23 Stunden auf 370° erhitzt, verlor in trockener Luft 14,35 %. Nach 15 Stunden waren in feuchter Luft 0,72 %, nach 3687 Stunden 3,43 % wieder aufgenommen; es waren Verluste von 13,63 resp. 10,92 % nach diesen Zeiten stehen geblieben.

Einfluß der Entwässerung auf die optischen Eigenschaften des Heulandit. Verf. erhitzt dünne Spaltungsplättchen mehrere Stunden lang auf 100°; es findet ein Verlust von 3 % statt, ebenso wie in 24 Stunden im Vakuum. Verf. untersucht dann nicht die heißen, sondern die im Exsikkator erkalteten Plättchen, um gewisse Fehlerquellen auszuschließen und die Vergleichung mit Plättchen zu ermöglichen, die ihr Wasser in der Kälte verloren haben. Dabei zeigt der Heulandit vom Teigarhorn ganz dasselbe optische Verhalten wie alle anderen Heulandite. Die Achsenebene wird in den erkalteten Plättchen mehr oder weniger genau ⊥ zur Richtung a [(001) : (010)], der scheinbare Achsenwinkel vermindert sich um ca. 8—16° und die Interferenzfigur erleidet gewisse Änderungen. Durch die Wiederaufnahme des Wassers wird aber stets der ursprüngliche Zustand allmählich wieder hergestellt. Entwässert bei gewöhnlicher Temperatur im Vakuum, treten diese Erscheinungen nicht ein, die Platten werden teilweise trüb und rissig, die Interferenzfigur wird verschwommen und verzerrt und die Achsenebene nimmt zwar nahe dieselbe Lage an wie oben, aber der Achsenwinkel wird um 8—20° größer. Dabei wird der ursprüngliche Zustand viel langsamer wieder erreicht als bei auf 100° erhitzten Platten. Stets beobachtet man bei Spaltungsplättchen aus dem Inneren der Kristalle im parallelen Lichte so viele Felder, als Flächen an das Klinopinakoid angrenzen. Verf. beschreibt eine Anzahl

von optischen Untersuchungen, die er unter verschiedenen Umständen mit Spaltplättchen von Heulandit angestellt hat. Sie führen alle zu dem Schluß, daß die Art und Weise der Entwässerung von großem Einfluß ist nicht nur auf die Veränderung, die die optischen Eigenschaften erleiden, sondern auch auf die Geschwindigkeit, mit welcher der ursprüngliche Zustand wieder hergestellt wird.

In Kürze stellt Verf. die Resultate, die er durch seine Untersuchung des Heulandits und des Thomsonits erhalten hat, folgendermaßen zusammen: 1. Im Vakuum über Schwefelsäure verlieren diese Zeolithe eine gewisse beschränkte Menge Wasser, die mit großer Geschwindigkeit in der feuchten Luft wieder aufgenommen wird. 2. In der Wärme entweicht bei einer bestimmten Temperatur und in trockener Luft eine bestimmte Menge Wasser; in feuchter Luft ist diese Menge unter sonst gleichen Umständen geringer. 3. Das bei einer bestimmten Temperatur abgegebene Wasser wird rasch wieder aufgenommen; mit steigender Temperatur nimmt die Aufnahmsgeschwindigkeit immer mehr ab und wird schließlich wahrscheinlich noch vor der völligen Entwässerung gleich Null. 4. Außer der Temperatur übt auch die Länge der Erwärmung einen großen Einfluß auf die Wiederaufnahme des Wassers aus. 5. Eine Reihe aufeinander folgender teilweiser Entwässerungen bei wenig erhöhter Temperatur scheint den Verlust und die Wiederaufnahme des Wassers nicht zu beeinflussen; das Gegenteil ist der Fall, wenn die Temperatur nahe oder über der liegt, welcher die Verminderung der Wiederaufnahmegeschwindigkeit entspricht. 6. Die Art und Weise, wie dem Heulandit eine bestimmte Menge Wasser entzogen wird, hat Einfluß auf die durch den Wasserverlust verursachten Änderungen des optischen Verhaltens.

Konstitution der Zeolithe. Nach dem Verhalten des Wassers der Zeolithe beim Erwärmen etc. und nach dem übrigen im vorhergehenden beschriebenen Verhalten unterscheiden sich diese Mineralien wesentlich von den Hydraten. Manche Analogie ist zwar vorhanden, aber schon der Umstand, daß nicht ein bestimmter Wasserverlust, sondern eine gewisse Temperatur die optischen Eigenschaften in bestimmter Weise beeinflußt, läßt die Verschiedenheit erkennen. Gegen die Annahme von festen Lösungen spricht vor allem die plötzliche Änderung im Verlauf der Kurven, welche die Entwässerung und die Wiederaufnahme des Wassers darstellen, bei einer bestimmten Temperatur. Dagegen besteht eine große Ähnlichkeit im Verhalten des Wassers zwischen den Zeolithen und den Hydrogelen; Verf. ist daher am meisten geneigt, die Zeolithe zu diesen zu stellen. Er sieht auch aus vielen Gründen kein Hindernis gegen diese Annahme in dem Umstand, daß die einen kristallisiert sind, die anderen amorph.

Max Bauer.

Antonio Ferro: L'aqua nell' heulandite di Montecchio Maggiore. (Atti R. Accad. dei Lincei. 1905. (5.) Rendic. Cl. sc. fis., mat. e nat. 14. p. 140—145.)

Wasserverlust durch die Einwirkung wasserentziehender Substanzen. Sehr feines Pulver wurde in einen mit $CaCl_2$ beschickten Exsikkator gebracht. Der Wasserverlust betrug am Ende des ersten Tages 1,51 % und stieg ganz allmählich bis auf 7,01 % des unentwässerten Minerals nach 135 Tagen (10 Tage: 3,47 %; 30 Tage: 4,54 %; 120 Tage: 6,89 %). Die Menge des entzogenen Wassers hängt außer von anderen Ursachen, z. B. der mehr oder weniger feinen Pulverisierung, von der relativen Menge der Substanz und des vorhandenen $CaCl_2$ und von der Beschaffenheit des letzteren ab und vermindert sich mit zunehmender Entwässerung. Das entzogene Wasser wurde nachher in feuchter Luft wieder aufgenommen. Bei Anwendung von 100 Teilen $CaCl_2$ auf 1 Teil Heulandit tritt das Maximum der Wasserentziehung ein, das 6,90—7,10 % des frischen Minerals beträgt. Bei weiterer Steigerung der $CaCl_2$-Menge tritt nur eine Beschleunigung des Prozesses, keine stärkere Wasserabgabe ein. Da der Heulandit von Montecchio Maggiore nach des Verf.'s Bestimmung 16,46 % H_2O enthält, bleibt nach der Behandlung mit $CaCl_2$ 9,56—9,36 % H_2O übrig, was 3 Molekülen entspricht. Diese lassen sich durch Erhitzen austreiben. Sie sind mit dem Silikat enger verbunden als der Rest, der hygroskopisches Wasser darstellt und chemisch von dem Mineral vollkommen unabhängig ist. Bringt man den über $CaCl_2$ entwässerten Heulandit in Wasserdampf, so nimmt er wieder Wasser auf, das aber nachher in der atmosphärischen Luft wieder abgegeben wird. Verf. schließt aus allen diesen Beobachtungen, daß der Heulandit ein hygroskopisches Mineral ist, dessen Wassergehalt von der Temperatur und dem Feuchtigkeitsgrad der Umgebung abhängt.

Wasserverlust beim Erhitzen. Die Erhitzung geschah bei jeder Temperatur so lange, bis der Gewichtsverlust konstant geworden war. Bei 50° betrug er 2,59 % und stieg ganz allmählich mit zunehmenden Wärmegraden, bis er bei heller Rotglut 16,46 % erreichte (100°: 5,33 %; 200°: 11,24 %; 250°: 12,01 %). Je niedriger die Temperatur, desto langsamer wird das Maximum des zugehörigen Wasserverlustes erreicht, das übrigens auch von dem Wassergehalt der umgebenden Luft beeinflußt wird. Dieses Maximum wächst mit steigender Temperatur bis zur völligen Entwässerung, ist aber keineswegs der Temperatur proportional. Bei 104° entweichen ca. 7 % H_2O, und es bleiben dann noch 3 Moleküle, entsprechend dem oben erwähnten Verhalten des Minerals über $CaCl_2$. Wie dort, so sind auch bei den Erhitzungsversuchen die Resultate des Verf.'s nicht genau denen früherer Forscher entsprechend, was vielleicht mit einer etwas abweichenden Zusammensetzung der von diesen untersuchten Heulandite zusammenhängt. Dies, sowie der Einfluß der Zusammensetzung auf die optische Eigenschaft bedarf aber noch weiterer Untersuchung.

Max Bauer.

J. Currie: Note on some new localities for Gyrolite and Tobermorite. (Min. Mag. **14**. p. 93—95. London 1905.)

Es werden eine Anzahl von Fundstellen von Gyrolit auf den Hebriden-Inseln: Skye, Mull, Muck, Eigg, Canna und Sanday angegeben, und auch in Schottland selbst wurde er in Argyllshire beobachtet, allenthalben in Hohlräumen basaltischer Gesteine; ebenso auch auf der zu der Gruppe der Färöer gehörigen Insel Stromöe.

Tobermorit kommt außer auf der Insel Mull auch auf Skye vor.

K. Busz.

F. Katzer: Über einen Brasil-Monazitsand aus Bahia. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1905. No. 18. 11 p.)

Verf. untersuchte einen Monazitsand von Curumuchatiba im Distrikt von Prado, einige Meilen südlich von Bahia, wo er an der Meeresküste einen 2—3 km langen, schmalen, bei Hochflut überschwemmten Streifen bildet. In diesem Streifen ist der monazitreiche Sand strichweise oder in lentikulären, unregelmäßigen Massen von verschiedener Reinheit und Reichhaltigkeit und in verschiedener Tiefenlage der Strandregion eingeschaltet. Es gibt dort solche konzentrierte Monazitsandmassen von ansehnlicher Ausdehnung und von 2 m Mächtigkeit, anderswo geht diese aber wenige Dezimeter herab oder es sind nur geringe Fetzen zwischen monazitarmen Quarzsanden. Dieser Wechsel im Verhalten der monazitreichen Sande ist für die Gewinnung hinderlich, umsomehr als die hereinbrechende Flut vielfach die aufgedeckten Lager überschüttet und unzugänglich macht. Trotzdem findet dort aber ein erfolgreicher Betrieb statt, der im einzelnen beschrieben wird. Der Sand ist ziemlich gleichmäßig im Korn (0,1—0,3 mm im Durchmesser). Der Rohsand besteht etwa zur Hälfte aus bernsteingelben bis braunen Körnchen, unter denen wohl der Monazit vorwiegt. Die andere Hälfte ist schwarz, daneben wenige hyazinthfarbige und rote Splitter, wahrscheinlich von Zirkon und Granat, doch auch vielleicht von Rutil, Beryll, Topas und Spinell. Etwas größere farblose Körnchen sind Quarz. Schwierig ist die Bestimmung der schwarzen Körnchen. Sie sind teils glänzend und sehr hart ($H. > 7$), teils weicher und matt. Das spez. Gew. des ganzen schwarzen Anteils ist 3,75. Nach diesem und dem übrigen Verhalten hat man am meisten an Turmalin, Anatas, Ceylanit, Staurolith, Orthit und schwarzen Thorit zu denken. Wahrscheinlich herrschen die drei letztgenannten Mineralien vor und die Gegenwart des letztgenannten erklärt den besonders hohen Thorgehalt des in Rede stehenden Sandes. Eine Untersuchung des gelben etc. Anteils ergab, daß die gelben und braunen Körnchen fast reiner Monazit vielleicht mit etwas Xenotim sein müssen; im Rohsand anscheinend zirka die Hälfte, im reinsten aufbereiteten Sand etwa Dreiviertel des Ganzen. Es betrug aber der P_2O_5-Gehalt im Natursand: 8,22 %; in den aufbereiteten Handelssorten: 14,50, 16,08 und 20,42 %. Daraus ergab sich, Abwesenheit von Apatit angenommen, daß nur ein Drittel des Rohsands, die Hälfte bis

zwei Drittel der aufbereiteten Sande Monazit ist. Der Ursprung des Monazitsands ist auf Granite, Pegmatite, Gneise, Porphyre und basische Eruptivgesteine zurückzuführen, bei deren Verwitterung der kleine Monazitgehalt infolge des hohen spezifischen Gewichts eine erhebliche Anreicherung erfahren konnte. **Max Bauer.**

F. Zambonini: Beiträge zur kristallographischen Kenntnis einiger unorganischer Verbindungen. 3. Die Wolframate von Calcium, Strontium und Baryum. (Zeitschr. f. Krist. 41. 1905. p. 61, 62.)

Strontiumwolframiat. Verf. hat künstliche Kristalle von $SrWO_4$ untersucht, die von (111) und (101) begrenzt sind. Sie ergaben gute Messungen:

$$a : c = 1 : 1{,}5582.$$

$111 : 1\bar{1}1$	$= 80°11'$ (gem.)	$80°10'$ (ber.)
$111 : 11\bar{1}$	$= 48\ 49\frac{1}{2}$	$48\ 49$

Baryumwolframiat. Die künstlichen Kristalle von $BaWO_4$ sind nur von (111) begrenzt, sehr klein und weniger gut ausgebildet als die des $SrWO_4$. Die Messungen ergaben:

$$a : c = 1 : 1{,}6046.$$

$111 : 1\bar{1}1$	$= 80°38\frac{1}{2}'$ (gem.)	
$111 : 11\bar{1}$	$= 47\ 38$	$47°34'$ (ber.)

Stellt man die so erhaltenen Achsensysteme mit dem von Hjortdal an den entsprechenden Molybdaten bestimmten zusammen, so ergibt sich die folgende Tabelle:

$CaWO_4$	$a : c = 1 : 1{,}5268$	$CaMoO_4$	$a : c = 1 : 1{,}5458$
$SrWO_4$	$= 1 : 1{,}5582$	$SrMoO_4$	$= 1 : 1{,}5738$
$BrWO_4$	$= 1 : 1{,}6046$	$BrMoO_4$	$= 1 : 1{,}6232$

Hieraus ergibt sich:

Die Achse c ist an den Wolframiaten kleiner als an den entsprechenden Molybdaten. In beiden Reihen nimmt c mit dem Atomgewicht des Metalles zu, aber nicht dieser Größe proportional.

Die Verwandtschaft der Erdalkaliwolframate wird noch weiter in einer Tabelle anschaulich gemacht, die auch die topischen Achsen enthält.

	Mol.-Gew.	Spez.Gew.	Mol.-Vol.	χ	ψ	ω
$CaWO_4$ . .	288,1	6,062	47,53	3,1458	3,1458	4,8030
$SrWO_4$ . .	335,6	6,184	54,27	3,2657	3,2657	5,0886
$BaWO_4$ . .	385,4	6,350	60,69	3,3567	3,3567	5,3862

Das spezifische Gewicht wurde bei 20° an geschmolzenen Kristallen pyknometrisch bestimmt. Alle drei Parameter nehmen von der Ca-Verbindung an zu; ω ändert sich erheblich mehr als χ und ψ.

Max Bauer.

Edward H. Kraus: Occurrence and distribution of Celestite-bearing rocks. (Amer. Journ. of Sc. **19**. p. 286—293. 1905. Mit 5 Fig.) [Vergl. das folgende Ref.]

Verf. fand früher in Zentral-New-York, insbesondere nahe Syracuse, dolomitische Kalksteine und Schiefer der oberen Salina-Formation, reichlich mit Cölestin gespickt.

Nunmehr berichtet er über Gesteine der Insel Put-in-Bay im Erie-See, die nach ihren eckigen Hohlräumen zu urteilen, gleichfalls Cölestin führten. Darauf deuten auch die bekannten Cölestinfunde hin, die am Erie-See in Klüften der Gesteine gemacht werden. 1897 fand man hier eine förmliche Kristallhöhle, deren 25 zu 30 Fuß messender Raum an den Wänden mit schönen Cölestinen tapeziert war, die bis 18 Zoll Länge erreichten. Um die Höhle passierbar zu machen, wurde ein kleiner Teil der Kristalle entfernt, der aber doch an 150 t Cölestin betragen haben soll. Offenbar ist der Cölestin aus dem oberen Gestein ausgelaugt und auf Spalten und Höhlenwänden abgesetzt. Es wird dies verständlich, wenn man bedenkt, daß Cölestin an siebenmal löslicher in reinem Wasser ist als Kalkstein, in dem er vorkommt. Nach F. Kohlrausch und F. Rose lösen 10101 Teile CO_2-freies Wasser von 150° C. 1 Teil Cölestin, hingegen sind für 1 Teil Kalkspat 76924 Teile Wasser nötig.

Ein anderer Fundort für cölestinführende Gesteine ist der Woolmith-Steinbruch in Exeter township zwischen Maybee und Scofield, Monroe Co., Michigan (vergl. das folgende Ref.). Auch hier finden sich einerseits ausgelaugte Dolomite und anderseits Cölestinabsätze auf Spalten. Die Kristalle sind bis 6 Zoll lang. Mit dem Cölestin kommt oft Schwefel vor, zuweilen etwas Kalkspat. Der Lösungsvorgang nahe der Erdoberfläche und der Absatz in tieferen Zonen läßt sich hier vortrefflich verfolgen. An vielen anderen Stellen in Michigan scheint sich der nämliche Prozeß abgespielt zu haben. Die sogen. zerhackten Dolomite sind allem Anschein nach durch Cölestinauslaugung zu erklären. **F. Rinne.**

E. H. Kraus und W. F. Hunt: Das Vorkommen von Schwefel und Cölestin bei Maybee, Michigan. (Zeitschr. f. Krist. **42**. 1906. p. 1—7. Mit 3 Textfig.)

Die Beziehungen von cölestinführenden Gesteinen zur Bildung von Schwefel und Schwefelwasserstoff. (Vergl. dies Jahrb. 1905. II. -192- und das vorhergehende Ref.)

Der Woolmith-Steinbruch bei Maybee, Monroe County, Michigan, ist eine der besten Lokalitäten, um die Rolle zu zeigen, die die in den Staaten New York und Michigan weitverbreiteten cölestinhaltigen Gesteine bei der Bildung von Schwefel und Schwefelwasserstoff spielen. Die dortigen hangenden, meist grauen und braunen kompakten obersilurischen Kalke und Dolomite weisen schon durch ihr hohes spezifisches Gewicht von 2,8—3,45 hin auf ein beigemengtes schweres Mineral, eben den Cölestin, der durch

die Analyse weiter als solcher erkannt wird, während in den liegenden mehr oder weniger kavernösen Schichten Schwefel mit Cölestin, Kalkspat und zuweilen etwas Gips in kleinen Mengen als sekundäre Bildungen vorkommen.

Die Analyse der obersten kompakten Schicht hat ergeben:

0,58 SiO_2, 0,37 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, 25,18 CaO, 18,11 MgO, 0,13 BaO, 7,86 SrO, 0,11 Na_2O, 0,05 K_2O, 0,02 P_2O_5, 0,04 Cl, 39,55 CO_2, 6,33 SO_3, 0,92 Organisches, Spur H_2S; Sa. 99,25.

Hieraus folgt, daß der Dolomit ein normaler Dolomit und wohl alles CaO an CO_2, nicht z. T. an SO_3 gebunden ist, da dies gerade zur Bildung von $SrSO_4$ mit wenig $BaSO_4$ aus SrO und BaO hinreicht. Der Gehalt an Cölestin kann bis 14,32 % des ganzen Gesteins betragen. Die kavernösen tieferen Schichten sind von H_2S-reichem Wasser durchzogen und enthalten Schwefel in Begleitung von Cölestin. Die Carbonate entwickeln mit HCl etwas H_2S, der aber nicht durch Verwitterung aus FeS_2 entstanden sein kann, da die umgebende Gesteinsmasse sehr arm an Fe ist. Der H_2S-Gehalt soll von einer kleinen Menge Strontiumsulfid herrühren, das durch heißes Wasser zersetzt wurde und das seinerseits durch Reduktion mittels organischer Substanz aus dem Sulfat entstand. In einem solchen Gestein wurde auch in der Tat eine ganz geringe Menge Strontiumsulfid neben dem Sulfat durch die Analyse nachgewiesen. Im übrigen ist das Gestein ein kieselsäure(quarz)haltiger normaler Dolomit. Die meisten Schwefelquellen jener Gegenden sind wohl auf einen derartigen Prozeß zurückzuführen.

Kristallographische Untersuchung des Cölestins. Die meist klaren und durchsichtigen wohlausgebildeten Kristalle in den Spalten und Höhlungen der Gesteine jenes Steinbruchs sind blaßblau und die Flächen geben gute Reflexe. Sie bilden zwei Typen. Der erste ist taflich nach c (001), die Tafeln ca. 10 mm breit und 2 mm dick; beobachtete Flächen: c (001), m (110) (sehr klein), d (102) und o (011). Der zweite Typus ist prismatisch nach o (011), die Kristalle sind ca. 6 mm breit und 4 mm dick. Die Begrenzung zeigte die weiteren Formen: a (100), b (010), n (120) und z (111), dazu zuweilen y (122) und die neuen Formen: L (10 . 55 . 44) (durch gute Reflexe bestimmt) und ?N (410). Die beiden Winkel: m/m = 75° 46½′ und d/d = 78° 43′ ergaben das Achsenverhältnis: a : b : c = 0,7781 : 1 : 1,2673.

Die daraus berechneten Winkel stimmten mit den gemessenen nahe überein. Für die neue Form L wurde gemessen: $10 . \overline{55} . 44 : 10 . 55 . 44 = 112° 6'$ (ger. 112° 26′). G. = 3,979 bei 20° C.

Die chemische Zusammensetzung ist als Mittel zweier Analysen die folgende:

0,22 SiO_2, 0,14 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, 0,46 CaO, 0,13 MgO, 1,29 BaO, 53,76 SrO, 43,59 SO_3; Sa. 99,59.

Natürliche Ätzfiguren zeigen viele von diesen Kristallen, aber nicht so schöne, wie die von der Insel Put-in-Bay im Erie-See, welch letztere daher untersucht und abgebildet wurden. Sie zeigen durchweg die

dem vollflächig rhombischen System entsprechende Symmetrie und stimmen in den Formen nahe mit den von Prendel durch Ätzen mit Schwefelsäure, kohlensaurem Kalium und Salzsäure künstlich erhaltenen Figuren überein (vergl. Verh. d. russ. kaiserl. mineralog. Ges. zu St. Petersburg. (2.) 34. 1. Lief. p. 185—193. 1896). **Max Bauer.**

St. Meunier: Remarquables pseudomorphoses rencontrées dans le sol de la place de la République, à Paris. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. p. 296—298. 1904.)

Beim Bau der Pariser Untergrundbahn fanden sich in einem schwarzen bis schwärzlichen Ton 10 m unter dem Pflaster zahllose sehr kleine bis einige Millimeter große Pseudomorphosen von $CaCO^3$, die vollkommen mit den „Gerstenkörnern“ von Obersdorf bei Sangerhausen übereinstimmen. Verf. betrachtet sie im Anschluß an Des Cloizeaux nicht als Pseudomorphosen nach Gaylussit, sondern nach Cölestin, speziell nach der Varietät Apotom, die sich in der Umgegend von Paris an verschiedenen Stellen findet.

Verf. weist darauf hin, daß den bekannten, von Gips begleiteten jugendlichen Neubildungen von Schwefel im Untergrunde der Place de la République zur vollen Analogie mit den älteren sedimentären Schwefellagerstätten bisher der Cölestin gefehlt hat, der sich durch die neuen Funde nach seiner Auffassung als ehemals vorhanden, aber durch $CaCO^3$ verdrängt erweist. **Milch.**

H. Potonié: Über rezenten Pyropissit. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1905. No. 7. p. 255—259.)

Das so bezeichnete gelbe Wachsharz wurde von Gustav Denhardt am Mittellaufe des Flusses Tawa in Wito (Brit.-Ostafrika) gefunden, wo es auf beiden Seiten einen weißen, fast stets horizontalen Streifen von 10—50 cm Dicke und 200—600 m Länge in den senkrechten Wänden eines roten Lehms bildet. Wie die Substanz dahin gelangt ist, ist nicht bekannt. Von Wachsharz ausscheidende Pflanzen kommen in Südwestafrika nur einige Arten von *Sarcocaulon* vor, auf die das Vorkommen vielleicht zu beziehen ist. Dasselbe Material ist der früher im Zeitz-Weißenfelser Braunkohlenbecken gewonnene, jetzt aber nicht mehr vorkommende tertiäre Pyropissit, den Lagerungsverhältnissen nach wohl eine Strand- oder Ufertrift. Das schwer zersetzbare Wachsharz bleibt bei dem Verwesungsprozeß des übrigen Pflanzenmaterials unverändert zurück. Auch bei rezenten Torfen findet eine Anreicherung an harzigen Bestandteilen statt, wo sie der Verwesung ausgesetzt sind. Unter der Voraussetzung der autochthonen Entstehung der Zeitz-Weißenfelser Braunkohlenbildungen denkt sich also Verf. den Pyropissit als das nach der Verwesung übrig gebliebene Wachs-

harz der Pflanzen, die unter Vertorfungs- und Fäulnisbildungen die Braunkohle (Feuerkohle) geliefert haben. Zwischen beiden liegt die sogen. Schwelkohle. Von dem Pyropissit zur Schwelkohle und weiter zur Braunkohle finden ganz allmähliche Übergänge statt. Dies steht im Gegensatz zu der Ansicht von K. v. Fritsch, der jene Braunkohlen für allochthon gebildet hält und annimmt, daß das leichte Harz schwamm und besondere Lagen bildete, während sich die schwerere Braunkohle wieder in besonderen Lagen absetzte. Verf. gibt dem rezenten Pyropissit den Namen Denhardtit. **Max Bauer.**

Geologie.

Physikalische Geologie.

G. Platania: Su un moto differenziale della spiaggia orientale dell' Etna. (Atti V. Congr. Geograf. Ital. Napoli 1904. 2. Sez. I. 214—219.)

Genauere Untersuchungen des Felsens von Acicastello haben ca. 6 m über dem heutigen Meere in Grotten ganz frische Korallen und Muscheln am Felsen aufgewachsen, auffinden lassen. Das deutet auf Hebung, deren Beginn mit dem großen Beben von 1169 angenommen wird, so daß die Hebung 8 mm pro Jahr betragen würde. Auch auf den Inseln bei Aci Trezza findet man sikulische Gräber, die zeitweilig untertaucht gewesen und dann wieder um 13—14 m gehoben sind. Also haben wir periodische Schwankungen der Küste bei Aci. Bei Riposto, nicht weit davon, sinkt das Land, was die versunkenen Brunnen und verschwindende Klippen beweisen. Auf der Grenze der beiden verschieden bewegten Schollen sind Erdbeben häufig, ist der Boden zerklüftet, haben die Mauern eigenartige Risse. Außerdem ändert sich nach Ricco's Bestimmungen dort plötzlich die Schwere. **Deecke.**

G. Braun: Zur Morphologie des Volterrano. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1905. 771—783. 1 Karte und mehrere Taf. im Text.)

Den Gegenstand des Aufsatzes bilden die Bergschlipfe in der Gegend von Volterra, wo seit Jahrhunderten der Ton in mächtigen Rutschungen zu Tal geht und zahlreiche Ausschartungen der Gehänge veranlaßt. Bei Volterra liegt eine durchlässige, etwas zerbrochene Tafel pliocänen Sandsteins auf etwas älterem Ton. An der Grenze beider ist ein Quellhorizont, der die Tone aufweicht, abgleiten läßt und damit dem Hangenden die Stütze entzieht, so bricht ein Stück nach dem anderen in die Tiefe, bis die Sandsteine schließlich verschwunden sind und nur die Tone zutage treten, die unter Einfluß der Atmosphärilien gerundete, flachwellige, wenig angreifbare Formen annehmen. Dies wird an Beispielen und mit mehreren Bildern klargelegt. **Deecke.**

A. G. Högbom: Om s. k. „jäslera“ och om villkoren för dess bildning. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. 19—36. 2 Fig.)

In diesem Artikel werden die verschiedenen Formen der sogen. „Bläherde“, d. h. wasserhaltiger, aufquellender und rutschender Sand- und Tonmassen und ihre Verteilung im Boden Schwedens zusammenfassend betrachtet. Durchtränkung mit Wasser ist die Hauptursache des Abgleitens und Aufquellens, dazu kommt Druck oder Veränderungen des Bodendruckes resp. Druckentlastung durch natürliche oder künstliche Veränderungen des Reliefs. Die Gesteine selbst sind sehr mannigfaltig, Sand, Ton, Lehm, Mergel etc. und sind in Schweden natürlich vorzugsweise Quartärsedimente. Das Sickerwasser durchfeuchtet sie, sammelt sich in oder direkt unter ihnen an und bewirkt bei seinem Austreten das Aufquellen und langsame Abgleiten in die Tiefe. Dasselbe erfolgt an sehr vielen Gehängen, Seeufern etc., geht aber meist so sachte vor sich, daß die Bäume weiter wachsen, freilich unter Verbiegung der Stämme. Eine große Rolle spielt das Abgleiten durchfeuchteter Schichten am Rande der Flüsse. Dort zeigen sich in den Talgehängen kurze eigenartige, nach hinten nicht weit zurückgreifende Scharten, die keinen erodierenden Seitenbach haben, also auch nicht durch einen solchen eingeschnitten sein können. Das Gehänge rutscht lokal zur Talsohle ab und zwingt dann mitunter den Fluß zum Abbiegen nach der anderen Seite, wo sich darauf infolge stärkerer Erosion das gleiche wiederholt. **Deecke.**

R. Sernander: Flytjord i svenska fjälltrakter. En botanisk-geologisk undersökning. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. 42—84. 11 Fig.)

Man kennt aus den arktischen Gegenden eine Erscheinung, die als „Flytjord“ bezeichnet wird und deutsch „Gleit“- oder „Rutschboden“ genannt werden mag. Der gesamte Gehängeschutt befindet sich in verschieden schneller Bewegung infolge starker Wassererdurchtränkung und gleitet terrassenförmig in die Tiefe. Eigentlich ist dies nichts Neues; denn auch überall im höheren Gebirge finden wir dasselbe Phänomen, und Verf. hat es in dem schwedischen Grenzgebirge am Hamrafjäll eingehender studiert. Dort zeigt sich nun ein Unterschied zwischen noch beweglichem und zwischen festgewordenem, sogen. fossilen Rutschboden, und es werden die Vegetationsverhältnisse beider Formen eingehend behandelt. Der rezente Rutschboden zerklüftet und zerlegt sich dann terrassenartig absinkend in einzelne Streifen. Das Rutschen erfolgt stets in den kurzen Sommern nach der Schneeschmelze, sobald die in den Gehängeschutt eindringenden Sickerwasser den Boden gleitfähig machen. Flechten und Moose und kleine Phanerogamen bedecken diese Halden; erst da, wo sie fest werden, kommen Almen oder Wald zur Entwicklung, weil ja die Wurzeln immer wieder reißen und verschoben werden. Die Abhängigkeit vom Schmelzen winterlicher Schneehaufen ist ganz klar, aber ein Unterschied existiert gegen die arktischen Rutschungen, nämlich, diese erscheinen als lange schmale Schuttströme.

jene in Schweden als breite, terrassenförmige Abgleitmassen. Die interessanteste Frage des Aufsatzes ist zweifellos, wann die fossilen Gehängeschiebungen eigentlich erfolgt seien. Sie müssen zeitlich etwas zurückliegen, da sie fest geworden und bewachsen sind, aber in einer Periode kälterer Sommer entstanden sein, da sich jetzt an den Stellen Schnee nicht lange genug im Frühjahr und Sommer hält. Mit Hilfe einer eingehenden Schilderung der Vegetationsverhältnisse in Nordschweden während der Postglazialzeit kommt Verf. zu dem Resultate: nach der Vereisung folgte eine warme (atlantische) Periode, darauf eine kältere und trockene (subboreale), dann eine kalte feuchte (subatlantische) Zeit, welche erst vor relativ kurzer Frist einer Besserung des Klimas gewichen ist. Diese drei Abschnitte gehören in die *Litorina*-Zeit und der subboreale wurde als ein Teil des Bronzezeitalters in Schweden bestimmt. Damit ist also die Chronologie dieser fossilen Rutschungen ziemlich genau ermittelt. Das neueste trockene Klima brachte durch Verminderung des Schnees die Gehänge zum Stehen, bewirkte durch seine Winde aber gleichzeitig eine starke Deflation derselben derart, daß die Terrassen- und Stufenoberfläche abgeblasen und kahl wird, während an den Rändern die Vegetation in schmalen Streifen weitergedeiht. So entwickelt sich das sonderbare Vegetationsbild dieser Gehängerutsche, das schon in Finland und anderswo verschiedenen Forschern aufgefallen war. Die energische Deflation hat auch die jüngsten Moränen verändert und in grobe Schuttstreifen umgewandelt. **Deecke.**

O. Hofman-Bang: Studien über schwedische Fluß- und Quellwasser. (Bull. geol. Instit. University of Upsala. **6**. 1902—1903. No. 11. 101—159. Upsala 1905.)

Zahlreiche Fluß- und Quellwasser Schwedens bilden den Gegenstand dieser ausführlichen und sorgfältigen Untersuchung. Selbstverständlich können hier nicht die Einzelheiten und die zahlreichen Analysen wieder gegeben werden; nur die allgemeinen Resultate sind kurz anzuführen. Bei den 31 untersuchten Fluß- und Bachwässern wechselt der Gehalt an gelösten Stoffen erstens in den verschiedenen Abschnitten des Laufes, zweitens mit den Jahreszeiten. Die Mündungsgebiete pflegen durch eindringendes Meerwasser salziger zu sein, Flüsse ohne Seen reicher an organischen Substanzen; unterhalb von Flußseen ist das Wasser an letzten ärmer, indem entweder eine Oxydation oder eine Ausfällung im Seebecken erfolgt. Die Winterwasser enthalten mehr Salze als die im Sommer abfließenden, weil wegen der Eisdecke die Flüsse sich hauptsächlich aus den mineralreicheren Quellwassern speisen. Die schwedischen Flüsse des Urgebirges sind fast frei von Cl, Mg, Ca, enthalten hauptsächlich Alkalien und Kieselsäure. Sobald aber, wie beim Indalself, silurische Gebiete durchströmt werden, steigt der Salz- resp. Kalkgehalt sofort. Im allgemeinen beziehen diese schwedischen Ströme ihre feuerfesten Bestandteile aus dem Grundgebirge, welches nur durch chemische Verwitterung diese hergeben

kann. Die Alkalien stammen aus den Feldspaten, das Chlor aus Apatit oder eingeschlossenen Salzlösungen. Trotzdem ist die Abtragung auf diese Weise recht bedeutend, z. B. im Klarself 10 t, im Indalself 15 t, in der Fyriså 30 t jährlich pro Quadratkilometer. Freilich stehen diese Zahlen weit hinter Rhein, Lorenzstrom, Missisippi zurück und nur der Amazonas nähert sich ihnen, übertrifft sie aber.

Im zweiten Abschnitt werden Quellwasser behandelt, vor allem kalkhaltige Quellen der diluvialen Åsar, der Diluvialmergelgebiete und andere. Ferner zeigt sich in allen einst vom Meere bedeckten Landstrichen ein gewisser Chlorgehalt, der langsamem Auslaugungsprozesse zukommt (Ronneby), vereinzelt (Helsingborg) starke Soledurch Auflösung älterer Salzlager. **Deecke.**

E. Philippi: Windwirkungen, beobachtet auf der deutschen Südpolarexpedition. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. - 64—67 -. 1904.)

Auf der Capverden-Insel St. Vincent treibt der Nordostpassat die Dünensande in den Tälern der Ostseite aufwärts, so daß sie die Gebirgskämme zuweilen in bedeutenden Höhen (bis zu 200 m) überschreiten, jenseits dieser Kämme lagert sich der Sand im Windschatten in Formen ab, die täuschend an Gletscherzungen erinnern, und wird von hier durch Regengüsse in die Küstenebene hinabgeführt, wo er Material zur Bildung von Binnendünen liefert.

Auf der Cap-Halbinsel bewirken nur die Südoststürme der trockenen Jahreszeit gewaltige Sandwanderungen — die Nordweststürme des Winters scheinen einflußlos zu sein. Von den Sanden eingehüllte Holzteile der Vegetation verkalken und verkieseln auffallend schnell; Stücke von Tafelbergsandstein werden unter den gleichen Verhältnissen durch im Sande zirkulierende, an Humussäure reiche Gewässer mit einer braunen Eisenmangankruste überzogen. Schalen von marinen Mollusken werden bis über 200 m hoch transportiert.

Die außerordentlich häufigen und starken Weststürme auf Kerguelen haben nur eine geringe korrodierende Wirkung, teils wohl wegen des Fehlens von Quarzsanden, teils wegen der die schwersten Stürme begleitenden Regengüsse, welche die feinsten Teile niederhalten. Die vorhandenen Flugsande bauen sich vorwiegend auf aus wasserklaren Sanidinkriställchen, denen sich kleine Bröckchen basaltischer Lava beimischen; an anderen Stellen finden sich Bimssteinstückchen von Erbsen- bis Haselnußgröße. Diese Gebilde deuten auf das Vorhandensein eines tätigen Vulkans im westlichen Kerguelen, der trachytische oder liparitische Produkte liefert.

Auf den Eisfeldern der Antarktis bringt der Wind nie Schneedünen senkrecht, sondern ausschließlich lange Wehen in der Windrichtung hervor; heftige Stürme keilen die Schneekristalle in diesen Wehen so fest ineinander, daß die Masse sich mit der Säge bearbeiten läßt. **Milch.**

Cyr. Ritter von Purkyně und V. Spitzner: Rätselhafte Quarzit- und Konglomeratblöcke in der Gegend von Pilsen in Böhmen und auf dem Plateau von Drahany in Mähren. (Anz. d. naturw. Klubs in Proßnitz f. 1903. 117—127. 1904. Böhmisch.)

Fr. Slavik: Bemerkung zu demselben Aufsatze. (Ibid. 1904/05. p. 120.)

Bei Pilsen fand Purkyně an verschiedenen Orten im Karboneluvium oder im Grunde der mächtigen Schotterablagerungen des Terrassendiluviums Blöcke von wenigen Zentimetern bis zu 1 cbm Größe, welche aus Quarzit oder Konglomerat bestehen; das letztere besteht aus Quarz- und Kieselschiefergeröllen, das Cäment ist gleichfalls quarzig. Ferner fand er dieselben Blöcke bei Scheles, Podersam, Pladen und besonders häufig bei Bilin. Weder im älteren Paläozoikum noch im Permokarbon Westböhmens oder in der ganzen böhmischen Kreideformation gibt es ähnliche Gesteine; dafür fand Spitzner ganz kongruente Quarzite und Konglomerate in ganz Mittelmähren: westlich von Proßnitz am Rande des Plateau von Drahany, am Südrande desselben bei Wischau und Nezamyslic, bei Konic, im mährischen Karst bei Sloup und Blansko; v. Camerlander führt sie auch aus der Gegend von Prerau an, Wolf aus der Umgebung von Znaim; die Seehöhe all dieser Vorkommen schwankt zwischen 260—400 m. Beide Verf. erklären sich für das miocäne Alter dieser Sedimentgesteine als das wahrscheinlichste.

Slavík führt in der Notiz noch die Vorkommen von Gesteinen an, die mit den Pilsener vollständig übereinstimmen, in der Gegend von Třebič in Westmähren (Unterkloster, Oslavany). F. E. Suess hielt sie für kretazeisch, nach der Darstellung Purkyně's und Spitzner's ist jedoch das miocäne Alter auch für sie das wahrscheinlichste. Diese Funde vermitteln gewissermaßen eine Verbindung zwischen den mährischen und böhmischen Vorkommen. **Fr. Slavik.**

Petrographie.

K. Wohnig: Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. (Arch. f. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. **13**. No. 1. 245. 1 Taf. Prag 1904.)

Das Tepler Hochland, welches sich vom Egertal südlich bis zum nördlichen Böhmerwald, südöstlich bis in das Tal der Střela erstreckt, besteht aus Hornblende- und Glimmerschiefern sowie Gneisen, im SO. aus Phylliten; von jüngeren Formationen tritt Permocarbon und Tertiär auf. Die tertiären Ergußgesteine der Gegend sind Trachyte, Andesite und Basalte; die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine, ausgenommen das Karlsbader Gebirge, weicht erheblich von derjenigen der Gesteine vom Duppauer Gebirge ab, sie sind das Produkt eines eigenen eruptiven Feldes.

Die Gegend wurde in den letzten Jahren von Laube geologisch aufgenommen; von dem von ihm gesammelten Materiale wurden in der vor-

liegenden Arbeit Trachyte und Andesite beschrieben. Es sind dies folgende Vorkommen:

A. Trachyte: 1. Am Spitzberg zwischen Stift Tepl und Neumarkt bildet gelblichweißer Trachyt eine Quellkuppe. Makroskopisch zeigt er viele nach M tafelförmige Feldspateinsprenglinge und sechsseitige Glimmerblättchen; u. d. M. erweist sich die Struktur als holokristallin-porphyrisch mit ausgesprochen trachytoidem Charakter und hypidiomorpher Ausbildung der Grundmasse. Die Feldspäte I. Generation sind vorherrschender Sanidin und Andesin von der Zusammensetzung Ab_4An_3; auch in der Grundmasse sind beiderlei vertreten, die Plagioklase etwas saurer. Quarz ist überaus spärlich in der Grundmasse als letztes Erstarrungsprodukt angetroffen worden. Biotit ist sehr häufig magmatisch korrodiert; als Neubildungen entstanden hierbei Magnetit und farbloser Augit.

2. Südöstlich vom vorigen, am Stenzkerberg, tritt der Trachyt in Lakkolithform auf. In I. Generation enthält er ausschließlich Sanidin, der auch in der Grundmasse in leistenförmiger Ausbildung stark überwiegt; sonst besteht die letztere aus Akmit-Augit, dunklem Glimmer und Magnetit.

3. In der „Mordloh" ist ebenfalls ein Lakkolith aufgeschlossen, welcher, abgesehen vom Mangel an Glimmer, dem vorigen ganz ähnlich ist. Die Sanidineinsprenglinge besitzen einen auffallend großen Achsenwinkel:

$$2E_{Na} = 77^0\,18'\,7'' \text{ (Mittel)}$$
$$2E_{Li} = 78^0\,9'\,22''.$$

B. Andesite. Das Vorkommen von Andesit im Gebiete, und zwar am Doubravicer Berg bei Manětín, hat V. Hansel (Min.-petr. Mitt. 21. 4. Heft) zuerst konstatiert; Laube's Aufnahme fügte noch drei weitere Vorkommen hinzu:

1. Der Prochomuter Berg, eine domartige Kuppe, besteht aus einem hellgrauen Gestein fast ohne größere makroskopische Einsprenglinge. Der Feldspat der Einsprenglinge ist ein saurer Oligoklas $Ab_{12}An_1$, der der Grundmasse stimmt mit ihm zumeist überein, doch kommen in der letzteren auch Orthoklasindividuen vor. Die tiefbraune Hornblende tritt als spärliche Einsprenglinge auf, der monokline Pyroxen bildet unregelmäßige Fetzen und ist ein grüner, seltener farbloser Ägirin-Augit. Titanit häufig. In Größe und Gestalt besteht ein kontinuierlicher Übergang zwischen Grundmasse- und Einsprenglingsfeldspaten.

2. Der Tschebon-Branischauer Berg stellt einen Strom dar; die Absonderung seines Andesits ist plattig oder rhomboidal-klötzenförmig. Die Struktur ist deutlich holokristallin-porphyrisch, mit häufigen Fluktuationsphänomenen. In I. Generation treten basischer Plagioklas, bisweilen mit einem Sanidinmantel umgeben, Augit und Hornblende auf, in der Grundmasse die zwei ersteren. Akzessorisch kommt Titanit, Magnetit und Apatit, sehr spärlich auch Olivin vor. Der Augit ist ein gewöhnlicher basaltischer.

3. Der Spitzberg bei Praßles (b. Luditz) ist eine Quellkuppe und besteht in der Mitte aus einem schwarzen, an der Peripherie aus einem

rötlichgrauen Gesteine. Das erstere bezeichnet Verf. als „basaltischen Andesit“; es unterscheidet sich vom gewöhnlichen Andesit durch einen etwas kleineren Gehalt an Feldspateinsprenglingen und Apatit, den gänzlichen Mangel an Titanit und einen großen Gehalt an Augit und Erzen, die die schwarze Farbe bedingen. Die Plagioklase der I. Generation gehören der Labradorit-Bytownitreihe an, die der Grundmasse sind etwas saurer. Die Hornblendeeinsprenglinge sind auch hier teilweise oder total magmatisch resorbiert. Bisweilen vorkommende Mandelräume sind mit Natrolith ausgefüllt. — Das rötlichgraue, rauhe Gestein ist ein holokristallin-porphyrischer Andesit, dessen Augit diopsidähnlich ist und Hornblende intensive Resorptionserscheinungen aufweist. **Fr. Slavik.**

O. Pohl: Basaltische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. (Arch. f. d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. 13. No. 3. 72 p. 2 Taf. 1 Übersichtskarte. Prag 1905.)

Aus demselben Gebiete wie die von Wohnig (s. vorhergehendes Ref.) beschriebenen Trachyte und Andesite untersuchte Verf. die von Laube bei seiner geologischen Aufnahme Westböhmens gesammelten Basalte von folgenden Lokalitäten.

I. Die Nephelinbasanite herrschen bei weitem vor. Im westlichen Teile des Gebietes, d. h. im Karlsbader Gebirge, dem Kaiserwalde und dem Tepler Rang, gehören zu ihnen die Gesteine: vom Schloßberg bei Pickenhammer südlich von Karlsbad (von Martin in Verh. geol. Reichsanst. Wien 1900, ref. dies. Jahrb. 1903. I. -237- als Nephelinbasalt bestimmt), vom Kohlingersteig bei Schlaggenwald, vom Huretzberg bei Petschau, von der kleinen Glatze bei Marienbad, und vom Klunger bei Zaltau; im nordöstlichen Teile um Luditz: Hahnenkluppberg bei Deutschkillmes, Kuppe südlich von Buchau z. T., Galgenberg bei Buchau z. T., Miroditzer Berg, Netschetiner Spitzberg und Chlum bei Manětín; im südöstlichen Teile bei Neumarkt und Weseritz: Pollinkenberg bei Girsch, Radischer Berg und Ziegenberg zwischen Scheibenradisch und Weseritz, sowie Vogelherdberg und z. T. Schwamberg südwestlich vom letztgenannten Orte. Sie sind makroskopisch dicht, im allgemeinen dunkel, nur einige, z. B. das Gestein des Radischer Berges, sind heller. Olivin ist fast immer, Augit häufig in makroskopisch sichtbaren Einsprenglingen vorhanden; der erstere ist farblos, oft zu Iddingsit oder Serpentin umgewandelt, der andere ein Basaltaugit. In der Grundmasse überwiegt meist Augit und Magnetit, daneben tritt der stets allotriomorphe Nephelin und basischer Plagioklas auf, welch letzterer gewöhnlich leistenförmig, bisweilen aber auch allotriomorph ist. Akzessorisch kommt sehr häufig Biotit, selten Leucit vor. Öfter ist auch eine Glasbasis vorhanden. Nach dem Gesagten ergibt sich die Charakteristik dieser Nephelinbasanite als Übergänge zu den Nephelinbasalten.

II. Die Nephelintephrite sind viel seltener, ihnen gehören nur vier Vorkommnisse an: Kuppe südlich von Buchau und Galgenberg bei B

zum Teile, der Schloßberg bei Weseritz und Höllberg bei Netschetin; nur der Mangel an Olivin unterscheidet sie von den vorigen.

III. Die Nephelinbasalte fehlen dem südöstlichen Teile; in der Gegend von Luditz gehört hieher der Zangberg (Langer Berg) bei Luditz — auf der Karte durch ein Versehen als ein Nephelinbasanit eingezeichnet — sowie der Hanneshübl und eine andere Kuppe westlich von Tyß; im westlichen Teile ein Teil der Gesteine des Podhornberges bei Marienbad und der Koppenstein bei Petschau. Die Nephelinbasalte sind dicht, schwarz, mit zahlreichen und großen Olivinen; auf dem Hanneshübl wurde auch der Picotit als Einsprengling gefunden, fast überall der Augit. Die Grundmasse besteht aus Augit, Nephelin, viel Magnetit und Glas. Biotit ist ein häufiger, Leucit ein seltener Nebengemengteil. Der Nephelinbasalt vom Podhorn ist stark polarmagnetisch, auch sämtliche andere Nephelinbasalte wirken deutlich auf die Magnetnadel.

IV. Nephelinit ist durch Stelzner's Arbeit vom Podhornberge bei Marienbad bekannt, Verf. fügt noch den Tonberg bei Luditz hinzu.

V. Leucitbasalte gehören wie die übrigen Leucitgesteine dem östlichen Teile des Gebietes an; ihre Vorkommen sind: der Gessingberg, Johannesberg und Matschischkabühel bei Lachowitz, Schloßberg bei Luditz und Badstübler Berg bei Chiesch. In I. Generation enthalten die Leucitbasalte Augit, Leucit und Olivin, in der Grundmasse außer denselben noch Magnetit, Nephelin und Glas. Biotit ist häufig, Hornblende selten.

VI. Leucitbasanit ist nur das Gestein vom Pollikenberg bei Teusing, welcher nur durch die Anwesenheit von (allotriomorphem) Plagioklas sich von den Leucitbasalten unterscheidet.

VII. Leucitnephelinbasanite kommen auf dem Glatzeberg bei Gabhorn und auf dem durch sein Vorkommen von großen Hornblenden bekannten, mehrfach schon beschriebenen Wolfsberg bei Černošin vertreten.

VIII. Feldspatbasalte sind ziemlich häufig und verschiedenartig. Die Gesteine vom Schafberg und Schwamberg bei Weseritz sind z. T. schlackig ausgebildet und nähern sich am meisten den typischen Feldspatbasalten, aus Augit und Olivin in I., Augit, leistenförmigem Plagioklas und Magnetit in II. Generation bestehend. Der Basalt von der Glatze bei Königswart enthält in der Grundmasse viel Biotit, und bildet somit unter den nephelin- und leucitfreien Basalten eine Ausnahme; sekundär erscheint hier ein Zeolith, der wahrscheinlich zum Desmin zu stellen ist. Der Feldspatbasalt von der Hůrka bei Pavlovic zeigt z. T. statt des leistenförmigen einen allotriomorphen Plagioklas in der Grundmasse und außerdem sehr viel Glas. Die Gesteine vom Höllberge bei Netschetin und vom mächtigen Wladarsch bei Chiesch sind Übergänge zu Andesiten, indem in ihnen zahlreiche Hornblendeeinsprenglinge auftreten und der Olivin seltener wird.

IX. Magmabasalt weist nur einen Fundort auf, nämlich den Fuchsberg bei Deutsch-Killmes: Augit, Olivin und Magnetit sind in einer braunen glasigen Grundmasse eingebettet.

X. Andesite sind bereits von K. Wohnig (siehe das vorhergehende Ref.) beschrieben worden; neue Vorkommen sind: die Buchenhöhe bei Schlaggenwald, Doubrawitzer- und Mössing-Berg bei Netschetin. Es sind Übergangsgesteine zu den Feldspatbasalten, indem Plagioklaseinsprenglinge in ihnen höchst spärlich sind; da aber die Augite von diopsidartigem Habitus sind und der Olivin gänzlich fehlt, so sind diese Gesteine doch als Andesite zu bezeichnen, obwohl sie viel dunkler sind als typische Andesite.

Alle Gruppen von Eruptivgesteinen hängen aufs innigste zusammen und sind durch Übergänge verbunden; diese Übergänge lassen sich auch an der beigegebenen Karte in der lokalen Verteilung der Eruptionen verfolgen. Ein Ursprung aus gemeinsamem Magma erscheint für sie höchst wahrscheinlich. **Fr. Slavik.**

H. Rühlmann: Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Eruptivgesteinen in der Gegend zwischen Böhmisch-Kamnitz und Kreibitz. (Sitzungsber. d. Ver. „Lotos". Prag 1904. 169—217; auch Inaug.-Diss. Leipzig 1905.)

Östlich vom Ausfluß der Elbe aus Böhmen ist der Quadersandstein an zahlreichen Stellen von jungvulkanischen Gesteinen durchbrochen, die zum größeren Teile zu den Basalten, zum kleineren zu den Phonolithen gehören. Dieselben sind um zwei Zentren gruppiert: den Ottenberg im Westen und den Kaltenberg im Osten und bilden um diese herum mehrfach konzentrische, nach Norden oder Nordwesten offene Bogen. Die erstere Gruppe umfaßt 19, die zweite 37 Vorkommen, über die Verf. eine Lokalbeschreibung mit kurzen petrographischen Charakteristiken gibt. Sodann folgt eine Beschreibung der untersuchten Gesteinsarten.

A. Alkalifeldspatgesteine finden sich in der Südostecke des Gebietes; makroskopisch sind sie alle phonolithähnlich, u. d. M. erweisen sie sich als

1. **Trachyte**: Augittrachyt vom Breiteberg, mikroskopisch, fluidal struiert, und Sodalithtrachyt vom Wüsten Schloß und vom Schieferberg. Die porphyrischen Plagioklase und mikroporphyrischen Sanidine sind von zahlreichen Pyroxeneinschlüssen erfüllt, Einsprenglinge von Pyroxen selten, akzessorisch Titanit häufig. Sodalith in idiomorphen isotropen Kristallen, die durch Verwitterung schwach gelb und anomal werden.

2. **Phonolith** vom Hohen Himpelsberg. Porphyrisch ausgeschiedene Sanidine selten, in der Grundmasse Sanidin, Nephelin und Pyroxen, kein Plagioklas.

3. **Phonolithoider Andesit-Trachyt** von „Eschlers Folgen" und nordöstlich davon bei Signal 506,1. Schon makroskopisch sind Einsprenglinge von Pyroxen, Hornblende und Feldspat sichtbar; die Feldspäte erster Generation sind Plagioklase mit einem Sanidinrande. Pyroxen sehr häufig, mit lebhaftem Pleochroismus (bräunlichgrau, grünlichbraun, violett), ebenso Hornblende; Nephelin und Magnetit spärlich, braune, trichitisch entglaste Basis; akzessorisch Apatit und Titanit. Das Gestein steht sehr nahe dem

Gauteit Hibsch's, nur wird der in demselben bisweilen vorkommende Sodalith hier durch den Nephelin ersetzt.

B. Gesteine mit vorwiegendem Kalknatron- oder Kalkfeldspat sind Andesite, Feldspatbasalte, Monchiquite, Nephelinbasanite und -tephrite, ein Nephelinbasalt, Magmabasalte und Augitite.

4. Die **Andesite** setzen den Maiberg und den Büchsberg in der ersten, den Noldefelsen und Trompeterstein in der zweiten Eruptionsgruppe zusammen und sind durch ganz allmählichen Übergang mit den Feldspatbasalten verbunden.

Die Hornblendeandesite (Büchsberg und das Signal 450,2 m bei Kunnersdorf) sind Gesteine mit farbloser Basis und viel zart leistenförmigem Plagioklas, mit Einsprenglingen von brauner Hornblende, deren äußerer Teil magmatisch durch tiefbraune, wahrscheinlich dem Ilmenit angehörende Kölbchen, Augit und Plagioklas ersetzt ist. Augite von meist grüner Färbung finden sich mikroporphyrisch, Biotit allotriomorph in der Grundmasse. Entglaste bräunliche und grünliche Basis enthält viel Augitmikrolithe.

Die pyroxenführenden Hornblendeandesite (Maiberg, Noldefelsen) enthalten in der sehr feinkörnigen Grundmasse Magnetit, Augit, Plagioklasmikrolithe und farbloses Glas, in erster Generation braune Hornblende und Plagioklas und mikroporphyrischen Augit. Gegen den Kontakt hin enthält das Gestein des Noldefelsen winzige goldgelbe Olivine.

Der Augitandesit vom Trompeterstein und dem benachbarten Vorkommen hat eine strukturelle Ähnlichkeit mit den Santorinlaven von 1866: ein filziges Aggregat sehr fein fluidal angeordneter Mikrolithe wird von einer blaßgelben Glasbasis durchtränkt; die Einsprenglinge von Plagioklas und Augit sind jedoch nicht scharf kristallographisch begrenzt. Apatit ist sehr häufig, Olivin und Hornblende fehlen. Das zweite Vorkommen fällt durch seine großen, bis 0,3 mm messenden Magnetitkörner auf.

5. Die **Feldspatbasalte** sind der verbreitetste Gesteinstypus des Gebietes; ihnen gehören die beiden Hauptgipfel, der Ottenberg und Kaltenberg, an. Ihr Plagioklas ist zumeist leistenförmig, nur selten nach (010) tafelförmig, auch in „leptomorph-poikilitischer" Ausbildung: man gewahrt in der Grundmasse große, nicht gleichmäßig kristallographisch begrenzte, nach außen verschwimmende Felder von Plagioklas, erfüllt mit den Komponenten der Grundmasse, also eine an Nephelin mehr bekannte Erscheinungsform, welche auch aus den Basalten des Duppauer Gebirges (Clements) und den Nephelinbasaniten des Tepler Hochlandes (O. Pohl, siehe das vorhergehende Ref.) beschrieben worden ist.

Der porphyrisch auftretende Augit ist gewöhnlich idiomorph, braun bis braunrot, mit stark pleochroitischem, oft violettem Rande und grünem Kerne; sehr häufig ist der Augit korrodiert, manchmal sind angeschmolzene Augite teilweise in hellgrünen diopsidartigen Körnchen wieder auskristallisiert.

Der Olivin ist makroporphyrisch, als Einschlüsse enthält er Gasporen, Glaströpfchen, Magnetit und Spinell; oft ist er total serpentinisiert.

Akzessorisch kommt Magnetit, Pyrrhotin, Ilmenit, ein isotropes dunkelbraunes Mineral, das vielleicht zum Schorlomit zu stellen ist, Biotit, Apatit und die meist magmatisch korrodierte oder ersetzte Hornblende vor.

Die Basis ist teils intersertal, teils durchzieht sie das Gestein in dicken Adern; sie fehlt fast nie. Gewöhnlich besteht sie aus schokoladebraunem, gelbem oder grünem isotropen Glas, oft mit Trichitenbildungen, deren Substanz wohl Titaneisen ist. Bei der Ätzung mit HCl bleibt die frische Basis meist unverändert.

Sekundär kommen Zeolithe (wohl Natrolith, dann Analcim und ? Desmin), Kalkspat und Chalcedon vor.

Olivinfrei erwiesen sich von diesen Basalten ein Teil der Gesteine vom Kaltenberg, das benachbarte Vorkommen vom Signal 481,5 und das vom Kleinen Fischberg; dieselben vermitteln den Übergang zu den Andesiten, sind aber wegen des geologischen Zusammenhanges hierher zu stellen.

Die Natur der meisten Vorkommen ist eine deckenartige; in Übereinstimmung mit der Hazard'schen Theorie verliert sich manchmal die Hornblende gegen den Fuß des Berges, wo die Decke entfernter vom Schlote ist.

6. **Monchiquitähnliche Gesteine** sind von den hornblendeführenden Feldspatbasalten durch die Gegenwart von Nephelin und bisweilen Biotit zu unterscheiden. Hierher gehört z. B. das Vorkommen vom Buchhübel nördlich vom Kaltenberg, von dem die Entscheidung, ob es ein Gang im Basalt oder eine Fazies derselben ist, nicht getroffen werden kann. Makroskopisch schwarz, pechglänzend, fast obsidianartig; als Einsprenglinge treten Olivin, braune Hornblende und Augit auf. Mandelräume schön entwickelt (Großer Fischberg), vorherrschend mit Analcim erfüllt.

7. Nephelinbasanit findet sich nur am Buchhübel und unterscheidet sich nur durch die Anwesenheit des Nephelins vom Feldspatbasalt.

8. Nephelintephrit ist an einer Stelle (Schwarzer Berg) ein augitführender basaltischer Tephrit, an fünf anderen ein ägirin- und sanidinführender Phonolithtephrit (Lehnertshübel, Signal 535,1 u. a.). Das erstere Gestein enthält fast vollständig resorbierte Hornblende, das andere große tafelförmige Plagioklaseinsprenglinge, akzessorisch barkevikitische Hornblende und Nosean.

9. Nephelinbasalt, nur nördlich von der „Rulle", mit leptomorphem Nephelin und auffallend langgestreckten Augitkriställchen.

10. Magmabasalt kommt oft als glasreiche Randfazies des Feldspatbasaltes vor und führt violettbraune Augiteinsprenglinge und große Magnetitkörner; in der Grundmasse Kölbchen von Titaneisen. Olivin serpentinisiert, Pseudokristalle nach Hornblende aus Augit, Plagioklas und Titaneisen bestehend.

11. Der Augitit tritt am Kaltenberge ähnlich als Fazies auf; von den vorigen nur durch den Mangel an Olivin verschieden.

Die Tuffe sind fast durchweg Tuffite, d. h. enthalten allothigenen Quarz; sie gehören den Feldspatbasalten, Tephriten, Magmabasalten und Augititen an; es sind Brockentuffe mit glasreichen Bröckchen, Augit-

splittern, rundgeschmolzenen Hornblenden, im Zement z. T. mit viel Olivin und Quarz. Die Tuffe bei 480,8 und im Zeidelsgrund sind sehr palagonitreich, ihre Brocken bestehen vorwiegend aus grauem, gelbem bis schwarzbraunem Glase, das Zement ist zeolithisch.

Exogene Einschlüsse bestehen aus anderen Basaltvarietäten, Plagioklastafeln, Quarzkörnern, die dem durchbrochenen Quadersandstein entstammen, Brocken von Sandstein und Mergel. Um die Quarzkörner haben sich diopsidartige Augite angeordnet, oft noch von Körnchen basaltischen Augits umgeben. Die Brocken von Sandstein sind gefrittet, oft auf ähnliche Weise umsäumt, die von Mergel basaltjaspisähnlich umgewandelt.

Endogene Einschlüsse sind Nester von Sanidin, wohl auch die korrodierten Hornblendekristalle mit Titaneisenkölbchen (vergl. Zirkel, Urausscheidungen der rheinischen Basalte), im Kaltenbergbasalte reichliche Olivinknollen mit farblosem Enstatit, mit einer farblosen körnigen Zone eines unbestimmbaren Minerals vom Gesteine getrennt. Wahrscheinlich gehören hierher auch Feldspat- und Quarz-Feldspat-Aggregate (Petersberg); in ihnen bildet hier und da der Augit eine schriftgranitische Verwachsung mit Feldspat und treten noch andere Strukturerscheinungen auf, die den in der Zirkel'schen Arbeit über die Urausscheidungen beschriebenen vollkommen gleichen. **Fr. Slavik.**

Fr. Slavik: Zwei Kontakte von mittelböhmischem Granit mit Kalkstein. (Abh. böhm. Akad. d. Wiss. 1904. No. 12. 20 p. 1 Taf. Deutscher Auszug im Bull. internat. ders. Akad.)

1. Auf der Höhe Obora bei Kocerad nordöstlich von Benešov ist ein der Ondřejover Schieferscholle zugehöriger Kalkstein durch Granit metamorphosiert worden. Der körnige Kalkstein enthält akzessorisch Graphit, Pyrit, Chondrodit, Prehnit, farblosen Glimmer, Chlorit und ein serpentinartiges Mineral mit negativem Charakter der Faserrichtung; eine Partie besteht aus langgestreckten Calcitindividuen, Quarzsäulen und schmutziggrüner Chloritsubstanz.

Die Kalksilikathornfelse — statt dieses langen Namens wird hier die Anwendung des älteren Lokalnamens Erlane in Vorschlag gebracht — wechseln ihre Beschaffenheit von Stelle zu Stelle und enthalten Diopsid, Anorthit, Zoisit, Klinozoisit, Granat, grüne Hornblende und Idokras (?); ihre Struktur ist teils die gewöhnliche Pflasterstruktur, teils aber deutlich porphyrisch. Analyse (F. Kovář) lieferte:

SiO_2 44,62, Al_2O_3 19,69, FeO 8,61, MnO 0,50, CaO 22,85, MgO 1,69, (Alkalien Spur), CO_2 1,27, H_2O und organische Substanz 0,77 (Differenz); Sa. 100,00. Dichte = 3,00.

Dies führt auf ein fast äquimolekulares Gemisch von Anorthit und eisen- und kalkreichem Diopsid. Die in zwei Phasen stattgefundene Kristallisation der porphyrischen Partien weist auf eine Zufuhr von SiO_2 bei der Kontaktmetamorphose hin (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 661—666, wo ein weiterer Beleg aus Predazzo angeführt wird). Der

Granat ist überall jünger als andere Gemengteile und z. T. aus ihnen entstanden.

2. Bei Lang-Lhota unweit Neveklov (westlich von Benešov) sind die Erlane durchwegs dicht und auch hier zeigt sich in ihnen der Granat als das Produkt der stärkeren Metamorphose; außer Diopsid, Plagioklas und Granat enthalten sie stellenweise auch Biotit, Orthoklas, Skapolith, Oligoklas und Quarz, an anderen Stellen auch Wollastonit und Tremolit. Der Granit erlitt an dieser Stelle eine endomorphe Veränderung, durch welche teils in Schlieren als Randfazies, teils in Gängen auftretende Pyroxenaplite entstanden sind; deren Pyroxen ist ein Salit mit deutlicher Absonderung nach (001) mit schwachem Pleochroismus: in Lamellen nach (001) // b bräunlich ins Olivengrüne mit größerer Absorption, ⊥ b heller und mehr ins Gelbliche; in Spaltungsstücken nach (110) // c heller, grünlichgelblich, ⊥ c dunkler, gelblichgrünlich. Auslöschungsschiefe auf (110) = 39°. Weitere Bestandteile dieser Aplite sind Orthoklas, Oligoklas, grünlichbraune Hornblende, Biotit, Quarz, Titanit, selten Muscovit; sekundär Calcit und Prehnit. **Fr. Slavik.**

Marie Slavik: Gabbrodiorit von Ober-Břežany. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1904. No. 27. 14 p. Mit 1 Taf. Böhmisch.)

Der Gabbrodiorit von Ober-Břežany (nördlich von Netvořic) ist eine Fazies des mittelböhmischen Granits. Seine Bestandteile sind: Plagioklas, zum größten Teil Labradorit, teils auch Bytownit und Andesin, nur unvollständig kristallonomisch begrenzt, mit schmalen (010)-Flächen. Seine oft zweifache Zwillingslamellierung ist nicht sekundär, da eingeschlossene Nadeln von Hornblende ungestört die Lamellen durchsetzen. Außerdem enthält der Plagioklas Nadeln, Körner und kurze Säulchen von Erzen, z. T. Magnetit und Ilmenit. Es scheint, daß die Erze hauptsächlich in älteren Plagioklaspartien konzentriert sind. Hornblende ist gewöhnlich innen braun, mit eingeschlossenen Erzen, randlich lichtgrün, ganz an der Peripherie stärker bläulich- oder bräunlichgrün, ohne Erze. Mit der Färbung ändert sich der Auslöschungswinkel nicht, während die Doppelbrechung in blasseren Partien größer und die Lichtbrechung kleiner wird — also führen wahrscheinlich die stärker gefärbten Stellen mehr Sesquioxyde. Außerdem enthält das Gestein Aggregate von Körnern grünlicher oder auch bräunlichgrünlicher Hornblende. Der Pyroxen ist zum größten Teil Diallag, teils auch normaler Augit, selten Hypersthen. Der Diallag ist stark pleochroitisch, c grünlich, b rötlich, a stärker rötlich; der Augit entweder rötlich, diabasisch oder schwach grünlich diopsidartig; der letztere ist jünger als Diallag und umsäumt diesen ähnlich wie die Hornblende. Olivin ist älter als Diallag und enthält auffallend viel Erzeinschlüsse; vom Plagioklas wird er immer durch einen Saum von Hornblende getrennt, die oft Wachstumsformen von Spinell einschließt. Akzessorisch tritt noch Biotit und Apatit auf. Sekundäre Hornblende enstand teils aus Pyroxen, teils aus Olivin: aus jenem Aggregate von blaßgrünlicher Horn-

blende, die gegen den Rand zu kräftiger gefärbt sind und Spinell einschließen; aus diesem ähnliche Aggregate; da auch diese Spinell enthalten, ist zu schließen, daß auch im ersten Falle der Spinell durch eine magmatische Korrosion entstand und seine Tonerde von außen erhielt. Neben Spinell tritt auch Magnetit auf. Hier und da entstand durch die Korrosion des Olivins auch bräunliche, von Magnetit durchdrungene Hornblende.

Die Beschaffenheit der Gemengteile des beschriebenen Gesteins findet zahlreiche Analoga in den früher schon von Barvíř und seinen Schülern beschriebenen Granitfazien und Ganggesteinen aus Mittelböhmen, deren genetischer Zusammenhang somit durch neuen Beleg gestützt erscheint.

Fr. Slavik.

Fr. Slavik: Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien. (Abh. böhm. Akademie. 1905. No. 19. 44 p. [Böhmisch.] Deutsches Résumé im Bull. intern. de l'Acad. Prague.)

Im ersten Teil der Arbeit „Über Phyllite und Eruptivgesteine der Umgebung von Mies" werden die von Erzgängen der Bleiformation durchsetzten Phyllite mit den präcambrischen Příbramer Schiefer des gegen Osten benachbarten Gebietes von Pilsen usw. verglichen und auf Analogien verwiesen, die einer Zusammengehörigkeit all dieser Schiefergesteine das Wort reden; auch bei Mies (am linken Flußufer oberhalb der Stadt) wies Verf. Einlagerungen von polymikten, grauwackenähnlichen Gesteinen nach, deren Wechsel mit Tonschiefern für das Präcambrium von Pilsen, Rakonic, Pürglitz, der Umgebung von Prag etc. geradezu charakteristisch ist. Die Struktur der Phyllite ist z. T. helicitisch, Überreste von klastischen Elementen nicht allzu häufig, aber doch vorhanden, Kontaktminerale fehlen. Die Unterschiede der Mieser Phyllite gegenüber den östlicheren Schiefern: höhere Kristallinität, größerer Gehalt an sericitartigem Glimmer und Quarzinfiltrationen, ein kleinerer an klastischen Elementen — lassen sich wohl durch die Nähe des Kladrauer Granitmassivs erklären.

Auch die Eruptivgesteine, sämtlich den Diabasmagmen angehörend, weisen Analogien mit jenen des östlicheren Gebietes auf. Die sehr zersetzten dichten Lagerdiabase aus den Erzgängen scheinen den Spiliten der Pilsener etc. Gegend zu entsprechen, während intrusive Gänge von einem feinkörnigen Uralitdiabas im Tale von Střela oberhalb Plasy ihre Analoga haben.

Der zweite Teil behandelt die Kristallformen und das Vorkommen des Mieser Baryts und Anglesits. **Fr. Slavik.**

F. E. Middleton: On the Wash-outs in the Middle Coal-Measures of South Yorkshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. **61**. 339—344. London 1905. Mit mehreren Abbild. u. 1 Kärtchen.)

Bei Aldwarke und Thrybergh in Yorkshire liegen drei Hauptkohlenflöze übereinander, das $7\frac{1}{2}$ Fuß dicke Barnsley-Flöz, das 5 Fuß dicke

Swallow-Wood-Flöz und das 4½ Fuß dicke Parkgate-Flöz. Das dritte liegt 240 Yards (Ellen) unter dem ersten, das zweite 60. Beim Abbau der Kohle stellte es sich nun heraus, daß mitten in dem oberen und unteren Lager die Kohle zum Teil auf weite Strecken fehlt. Im Barnsley-Flöz wurde das an einer Stelle nachgewiesen, unter der das Swallow-Wood-Flöz normal vorhanden war, während darunter auch in dem Parkgate-Flöz ein großes Areal kohlenfrei befunden wurde. Die kohlenfreien Teile entsprechen sich oben und unten nicht in der Form; sie haben auch keine Beziehungen zu den das Gebiet durchziehenden Störungslinien. Das Material, das sich an der Stelle der fehlenden Kohle findet, unterscheidet sich nicht wesentlich von dem die vorhandene Kohle überlagernden; es ist Sandstein oder Schieferton. Verf. nimmt an, daß während der Bildung der Flöze mäandrisch gewundene Flüsse längs ihres Weges die Pflanzenreste wegtragen und so in ihren Betten die Bildung der ringsum entstehenden Kohle verhinderten. In der Diskussion wurde indessen darauf hingewiesen, daß auch Erosion nach der Ablagerung der Kohle die Bildung der vom Verf. als „wash-outs" bezeichneten kohlenfreien Areale erkläre. **Wilhelm Salomon.**

H. Sjögren: Inneslutningar i en gångkvartz från Salangen i Norge. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. No. 233. 113—116. t. 1.)

Ein milchweißer Gangquarz stank bei Zerschlagen sehr kräftig, es glückte im Dünnschliffe zahlreiche mit einer Flüssigkeit erfüllte Hohlräume von der Form negativer Quarzkristalle zu beobachten und die darin enthaltene Substanz nach Geruch und Reaktionen als Merkaptan und zwar genauer als $CH_3S.SCH_3$ (Metylenbisulfid) zu bestimmen. Die Verbindung entsteht hauptsächlich bei Fäulnisprozessen und ihr primäres Auftreten in paläozoischem Quarz legt nahe, auch für jene alten Perioden die Existenz von Bakterien anzunehmen. **Deecke.**

H. Bäckström: Ein Kugelgranit von Spitzbergen. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. No. 235. 254—259. t. 2.)

Aus dem kristallinen Gebiet Spitzbergens und zwar vom Beverly-Sund stammt ein Geschiebe von Kugelgranit, das wieder einen neuen Typus dieser eigenartigen Gesteine darstellt. Er ist charakterisiert durch eine ziemlich sparsam auftretende Grundmasse eines feinkörnigen, grauen, oligoklasreichen Granits, in dem die Kugeln liegen. Diese bestehen aus einer weißen Randzone von radialstrahligem Oligoklas und einem Kerne, der mit dem umgebenden Granit übereinstimmt. Demnach hat im Laufe der Gesteinsverfestigung einmal eine Übersättigung mit Oligoklas stattgefunden, die zur Ausscheidung um bereits verfestigte Partien des Magmas führte. Aber dies ist nur einmal eingetreten und nur für dies eine Mineral, da Glimmerzonen fehlen. **Deecke.**

F. Rinne: Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 122—167. 1 Taf. 17 Fig. 1904.)

Während die von F. Körfer im Jahre 1901 veröffentlichte Karte von Schantung das deutsche Schutzgebiet mit dem für „Gneis, Glimmerschiefer" vorgesehenen Farbenton bedeckt zeigte und in diesem nur einige Gänge und ein rundliches Vorkommen von „Eruptivgestein" angab, fand Verf. 1903 in dem durch Vernichtung der Vegetation seitens der Chinesen vorzüglich aufgeschlossenen Gebiet sehr zahlreiche Typen von Eruptivgesteinen, vorherrschend Graniten, eine vorzügliche Kontaktmetamorphose, die der Granit des östlich von Tsingtau sich erhebenden, im 1130 m hohen Lauting gipfelnden Lauschan-Gebirges an benachbarten Sedimenten hervorgerufen hat, und schließlich eine Wechselfolge von Sedimenten wohl obercarbonischen und permischen Alters mit Eruptivgesteinen und Eruptivbreccien auf der zum Schutzgebiet gehörenden Insel Schui ling schan.

„Das Landesgestein bei Tsingtau ist Granit", ein offenbar aus der Sedimenthülle herauspräparierter gewaltiger plutonischer Herd, dessen Material differenziert und von Gängen durchsetzt ist. Ein Sedimentrest gelangte 30 km östlich von Tsingtau zur Beobachtung, der am Fuße des Lauschan die Halbinsel des Cap Yatau bildet, aus Hornfelsen besteht, in die der Granit in kleinen Gängen eindringt, und aus Schichtenfolgen sich aufbaut, die in ihrer Verlängerung den Lauschan überwölben würden.

Die granitischen Gesteine der Gegend von Tsingtau wechseln zwischen Hornblende-Biotit-Granit, Biotitgranit, biotitarmem Granit und glimmerfreiem Granit (Alaskit), zwischen ziemlich grobem bis mittlerem Korn, zwischen körniger und porphyrischer Struktur; nicht selten ist miarolitisch-drusige Entwicklung. Die Farbe ist gewöhnlich rötlich, seltener weißlichrötlich infolge des Gegensatzes der Feldspate, die Reihenfolge der Ausscheidung die gewöhnliche. Vorkommen: Hornblende-Biotit-Granit und Biotitgranit am Cap Yatau, im Lauschan schöne dunkle, bis 20 cm große Rauchquarze, bisweilen plattig nach einer Prismenfläche, meist nach Art der Schweizer Rauchquarze entwickelt, Zwillinge nach $(10\bar{1}0)$; Biotitgranit, dem Vorkommen von Baveno ähnlich, plattig abgesondert in den Prinz Heinrich-Bergen, auf kleinen Drusenräumen Quarz, Kalifeldspat, Epidot, Chlorit, Büschel eines Zeoliths, wohl Desmin, auch Hyalit auf Quarz enthaltend; Titanit oft makroskopisch im Gestein sichtbar. Walnußgroße dunkle Ausscheidungen vom Charakter eines Quarz-Biotit-Diorites enthalten außer Biotit viel Plagioklas, Kalifeldspat, sehr reichlich Quarz, in dem andere Gemengteile (Biotit, Titanit, Erz) gelegentlich förmlich zu schwimmen scheinen. Ähnlich sind Biotitgranite von den Iltisbergen. Glimmerarmer Granit, mit Neigung zur Idiomorphie der Quarze in einer Kuppe am Strande gegenüber dem Polizeiposten an den Prinz Heinrich-Bergen, durch Zurücktreten von Biotit und Quarz, der gewöhnlich nur noch in pegmatitischen Säumen um Feldspat

auftritt, ausgezeichnet, aber mit ziemlich reichlichem Titanit in Nestern mit Erz und Biotit bei Tschan-schan, östlich von den Iltis-bergen; recht grob, mit reichlich grauem Quarz und leicht zerfallend (Material zu Arkosebildung) auf dem Festlande westlich gegenüber der Insel Schui ling schan etc. Glimmerfreier Granit-Alaskit (wegen seines mittelgroben Korns nicht als Aplit zu bezeichnen), im allgemeinen rötlich, drusig, der Quarz neigt zur Idiomorphie, oft auch pegmatitisch mit Kalifeldspat verwachsen: Kaiser Wilhelm-Ufer vor Tsingtau, großer Steinbruch am Bismarck-Berg beim Friedhof etc.

Die Ähnlichkeit der verschiedenen normalen Granite mit dem durch seine Kontaktzone als nichtarchäisch nachgewiesenen Granit vom Cap Yatau macht es wahrscheinlich, daß auch diese nicht dem Archaicum angehören und macht eine Zurechnung zum Archaicum auch für die biotitarmen und -freien Granite recht zweifelhaft; Verf. möchte alle diese Gesteine „mit der nötigen Reserve" als eine geologische, petrographisch differenzierte Einheit auffassen.

Diese Frage wird besonders wichtig durch das Auftreten von Gneisgraniten, „also Graniten mit schieferiger Parallelstruktur, bezw. Gneisen" auf den Inseln Tschu tscha tau (appr. 15 km südlich) und Tscha lien tau (50 km östlich von Tsingtau). Die letztere besteht anscheinend ganz aus Gneisgranit, der nach SO. mit mittlerer Neigung einfällt und eine Zerklüftung senkrecht zum NO.-Streichen, einer Hauptleitlinie des Gebirges von Tsingtau, aufweist. Der Habitus der Gesteine schwankt von fast granitischer bis zu schieferig-flaseriger Anordnung, der grünlichschwarze, bei den ausgesprochen schieferigen Gesteinen grüne Glimmer bildet Schmitzen, die aus ihm aufgebauten Flecke auf den Schieferungsflächen bestehen aus kleinsten Schüppchen. Eigentümlich ist die Anwesenheit häufiger, kleiner, appr. 1 mm großer Magnetit-Oktaeder. U. d. M. finden sich einsprenglingsartig Körner von Kalifeldspat, oft von Albit durchwachsen, in einem Mosaik von gezähnelt ineinanderliegenden Quarzen und Feldspat (auch Plagioklas), Häufchen von grünem, z. T. sehr hellem Glimmer, mit Körnchen von Titanit und Erz. Der lichtere und der dunklere Glimmer gehen ineinander über, in abgeschabten Teilchen war ein kleiner Cr-Gehalt nachweisbar. Große Feldspatdurchschnitte enthalten neben Magnetiten wohlgeformte Eisenglimmer.

Von der Insel Tschu tscha tau beschreibt Verf. ein durch Wechsel von lichtrötlichen Feldspatlagen und grauweißen Quarzschmitzen ausgezeichnetes Gestein. Die Quarzlagen keilen aus; sie sind nicht einheitlich, sondern bestehen aus wirr liegenden, rundlich-eckigen Körnern, die zähnelig ineinander greifen und oft schwach wellige Auslöschung erkennen lassen. Die rötlichen Zonen bestehen aus Kalifeldspat mit Albitschnüren und Plagioklas, beide in Körnern; zwischen ihnen liegt bisweilen ein Bezirk mit reichlichen Fetzen eines bräunlichgelben Glimmers und mit Magnetit. Verf. bezeichnet das ganze als eine „Fluidalerscheinung mit Protoklase" und erklärt die Quarzschmitzen durch die Annahme, daß die

Quarzkristalle bei der Abkühlung, wie sie am Rande von Massiven besonders leicht möglich ist, in Körnerhaufen zerspringen, die dann beim zähen Fluß des Magmas zu länglichen Gruppen wirr liegender Körner ausgezerrt werden können.

Die Kontaktmetamorphose am Granit am Kap Yatau liefert sehr wechselnd gefärbte Gesteine, die sämtlich Plagioklas-Augit-Hornfelse sind, aufgebaut aus Feldspat, sehr oft als Plagioklas zu erkennen, und lichtgrünem monoklinem Augit; spärlich findet sich Erz, sehr selten grüne Hornblende, gelegentlich auch Quarz. Feldspatreiche, augitarme Gesteine sind sehr hell, fast weiß, feldspatärmere, augitreiche olivgrün; rotbraun werden sie durch Zutritt von Biotit. Der Granit selbst erwies sich in einem Vorkommen bei Tsching schan auf 1 cm ziemlich feinkörnig und durch lagenförmige Anordnung dunkler Hornblenden streifig. Ganz ähnliche Hornfelse fand Verf. auf der Insel Tai kung tau, 20 km südöstlich von Tsingtau.

Im Granit treten zahlreiche Gänge auf, die sich teilweise auch die Sedimente der Insel Schui ling schan durchsetzend finden. Es werden unterschieden:

Aplite, durch sinkende Korngröße und Anklänge an die Struktur der Porphyrgrundmassen in Felsitfels-Ganggesteine übergehend, bisweilen von pegmatitischen Bildungen begleitet. Aplite treten auf an den Iltisbergen, dichter mit Neigung zur Implikationsstruktur in den Prinz Heinrich-Bergen, mit einzelnen größeren roten Kalifeldspaten in einem mehrere Meter mächtigen Gang am Festland westlich gegenüber der Insel Schui ling schan in sehr grobem Biotitgranit. Hierhin gehört auch ein mehrere Kilometer im Streichen und mehrere hundert Meter im Fallen aufgeschlossenes helles, vielleicht keratophyrisches Gestein von der Insel Schui ling schan, ein zwischen 5 zu 10 und selbst 15 m in der Mächtigkeit wechselnder, weißer Lagergang, aufgebaut aus gedrungenen, scharf und auch roh leistenförmigen, gelegentlich gestreiften Feldspaten in einem Quarz-Feldspat-Mosaik; ein scharfer Gegensatz besteht nicht, da Leisten und Mosaik-Gemengteile nicht sehr verschieden groß sind und die Leisten durch randliches Weiterwachsen mit dem Mosaik verbunden sind. Im Kontakt wird das Gestein feinkörniger und somit felsitfelsähnlich.

Felsitfels-Gänge mit anderen Ganggesteinen zu parallel, etwa NO.-streichenden Ganggruppen vergesellschaftet, finden sich am Kaiser Wilhelm-Ufer in Tsingtau.

Orthoklas-Quarzporphyre, Tsingtauite, Sphärolithporphyre. Während hierher gehörige Gesteine, die als Porphyrfazies von Granit anzusprechen sind, meist infolge der groben rauhen Beschaffenheit der Grundmasse wenig ausgeprägte Porphyrstruktur erkennen lassen (rötliches Gestein im großen Steinbruch bei Hsiau pau tau) und ziemlich gleichmäßig hellrötlich gefärbt sind, weisen die in der Gegend von Tsingtau meist NO. streichenden, unter 1 m bis 20 m mächtigen Gänge sehr wechselnde, oft lagenweise verschiedene Färbung auf, wobei

z. B. rötlichgraue und grünlichgraue Streifen plattig übereinander folgen oder stark fluidal gewunden sind. Von den sowohl Feldspat wie Quarz als Einsprenglinge führenden Orthoklas-Quarzporphyren (z. B. im Steinbruch des Bismarck-Berges mit $\frac{3}{4}$ cm großen, von (001) (010) (110), auch (130), ($\bar{1}$01) und ($\bar{2}$01) begrenzten Feldspaten) unterscheidet Verf. als Tsingtauite entsprechende Gesteine mit spärlichem oder fehlendem Quarz unter den Einsprenglingen, wie sie im Hai hsi-Bezirk (der den Eingang in die Kiautschou-Bucht von Westen her einengenden Halbinsel) sehr schön fluidal, mit hornsteinartiger dichter Grundmasse, besonders typisch bei Nan ying und an verschiedenen Stellen des Bezirkes auftreten. Die Einsprenglings-Kalifeldspate der in diesem Abschnitt zusammengefaßten Gesteine sind oft auffallend stark von Albit durchwachsen (Bismarck-Berge); um die Feldspateinsprenglinge und die stark korrodierten Quarze findet sich oft ein schon makroskopisch sichtbarer, schmaler, rötlichbrauner Saum, der aus lappigen, nicht unter sich parallel auslöschenden Büscheln und Saumstreifen besteht und zeigt, daß auf eine Periode der Quarzkorrosion eine wohl mit der Grundmassebildung zusammenfallende zweite Periode der Quarzausscheidung folgte.

Bei den Sphärolithporphyren, die besonders häufig am felsigen Strand des Kaiser Wilhelm-Ufers auftreten und sich durch Streifigkeit auszeichnen, ersetzen die meist unter 1 mm großen, graurötlichen Sphärolithe gewissermaßen die Einsprenglinge. U. d. M. besteht der Sphärolith aus einem feinen, nach dem Rande gröber werdenden, körneligen, zuweilen auch strahligen Mosaik wohl von Feldspat und Quarz; Zentrum und Saum sind, wie schon makroskopisch deutlich, reichlich rötlichbraun durchstäubt, das ringförmige Zwischenfeld weniger.

Die Grundmasse der Porphyre ist mikrogranitisch und felsophyrisch von sehr wechselnder Korngröße sogar in demselben Schliff.

Orthoklasporphyre aus dem Steinbruch von Hsiau pau tau, vielleicht nur eine Fazies von Granit, 1 cm große Einsprenglinge von rotem Kalifeldspat, öfter mit einem helleren Plagioklaskern, in einer aus seitlich geradlinigen oder auch lappigen Leisten von Feldspat (Kalifeldspat, auch Plagioklas) mit nicht gerade wenig Quarz als Fülle aufgebauten Grundmasse.

Biotitporphyrische bezw. porphyritische Gang- und Lagergesteine. An den Promenadewegen an den Iltisbergen treten Ganggesteine auf, die in grauer dichter Grundmasse bis 2 cm große Einsprenglinge von Kalifeldspat und Plagioklaseinsprenglinge sowie Kalifeldspatkörner als Kern weißer Plagioklase und Biotit enthalten; Quarz fehlt als Einsprengling; die Grundmasse besteht aus leistenförmigen und gelappten Feldspaten, die zum Teil als Plagioklase zu erkennen sind. Andere Gänge, denen die großen Kalifeldspate fehlen, neigen durch reichlicheren Gehalt an braunem Glimmer und durch braune Hornblende in der Grundmasse sowie größeren Magnetitgehalt noch mehr zu dioritischen resp. lamprophyrischen Ganggesteinen (rauhe grünlichgraue Gänge von den Iltisbergen).

Diesen Gängen nahe verwandt sind mächtige Eruptivlager zwischen Schiefern und Sandsteinen der Insel Schui ling schan; sie enthalten 2—3 mm große Einsprenglinge von Biotit und Feldspat (unter ihnen viel Plagioklas von dem Verhalten des Oligoklases) in einer hornfelsartigen, wenn frisch, grünlichgrauen Grundmasse, die aus fein leistenförmigen bis faserigen Feldspaten, größeren eckigen Feldspatleisten, vererzten Glimmerstrichen, lappigen Quarzteilchen etc. besteht. Anzeichen für Plagioklasnatur der Grundmasse-Feldspate sind in verschiedenen Schliffen in sehr wechselnder Menge zu beobachten.

Diorite in stattlichen Gängen bis zu 10 und mehr Meter Breite; Hornblende-Biotit-Diorit an der Küste bei Nan ying auf Hai hsi mit schwärzlichgrünen Hornblendesäulen bis 1 cm lang und 1—2 mm breit, an der Nordspitze von Tschu tscha tau sowohl reich an Plagioklas mit zurücktretenden Tupfen von Hornblende und Biotit und dann grau oder dunkelgrün durch Überwiegen eisenhaltiger Bestandteile. Die dunklen Tupfen bestehen aus lappiger ziemlich heller Hornblende und braunen Glimmerfetzen sowie Erz, Apatit, Titanit; Biotit bildet gern einen Rahmen um diese Konkretionen, die in der hellen Varietät häufiger als in der dunklen sind. Ähnliche Gesteine mit nicht gerade häufigem hellem Augit und einer an Diabasstruktur anklingenden Verschränkung von Plagioklasleisten und Hornblendefetzen (braun und hellgrün, letztere oft randlich um die braune Hornblende und parallel mit ihr verwachsen) findet sich in der Schlucht zwischen Oberförsterei und Friedhof bei Tsingtau. Als Augit-Biotit-Diorit oder Biotitgabbro wird ein lose in den Granitsteinbrüchen bei der Polizeistation an den Prinz Heinrich-Bergen auftretendes Gestein bezeichnet, dessen Struktur infolge Zurücktretens des Feldspates hinter hellem, leidlich begrenztem, nach (100) verzwillingtem Augit und Biotit weniger deutlich diabasisch ist.

Kersantite und Minetten und andere dunkle Ganggesteine. Ein 75 cm mächtiger, O.—W. streichender, etwa 70° N. fallender Kersantitgang, am Südrand der Insel Schui ling schan flach fallende Schichtenfolgen von dunklen mergeligen Sandsteinen und Schiefern durchquerend, erscheint durch eine Unzahl von Kügelchen, die gewöhnlich unter 1 mm, bisweilen aber mehrere Millimeter Durchmesser besitzen und von glänzendem Biotit umhäutet sind, geradezu chondritisch. Das Gestein ist ein Olivinkersantit. Der einsprenglingsartig hervortretende Olivin ist stets zu Carbonat und Serpentin, z. T. auch Talk verwittert, das übrige Gestein, aufgebaut aus lichtem graurötlichem Augit (von (110), (100), (010) und ($\bar{1}$11) begrenzt, gern knäuelförmig gehäuft), braunem Glimmer, Plagioklas in lappigen Leisten und Leistenbündeln, Apatit, Eisenkies, in Leukoxen umgewandeltem Magnetit (und Verwitterungsbildungen, unter ihnen auch bei der Serpentinisierung des Olivins gebildeter Magnetit) recht frisch. Das Innere der Kugeln besteht aus Feldspat, in roh bündelig strahliger Gruppierung, die zuweilen einigermaßen an die exzentrisch strahlige Chondrenstruktur erinnert, doch kommt nie nur ein randlicher Strahlungspunkt vor; ohne regelmäßige Lagerung finden sich gewöhnlich einige Glimmerleisten,

gel. Apatit, leukoxenisierter Magnetit, Eisenkies und wohl eingewandertes Carbonat und Serpentin — Olivin und Augit wurden nie beobachtet. Die Biotitschale besteht aus kleinen Blättchen; sie legen sich „tangential dem Gesteinstropfen an, so daß eine eigenartig eckige Gestalt, öfter geradezu an Leucitdurchschnitte erinnernd, zuwege kommt.“ Zuweilen schmiegen sich die Blättchen in leichten Bogen oder mit mehreren stumpfen Knickungen, offenbar durch eine nicht unbeträchtliche mechanische Kraft veranlaßt, dem Sphäroid an. Nach Ansicht des Verf. muß man diese Gebilde „als Konkretionen im erstarrenden Magma auffassen, ganz entsprechend den Perlen des Perlits. Das Bestreben der Flüssigkeiten, sich wenn möglich zu Kugeln zusammenzuballen, hat sich auch hier geltend gemacht. Einige Glimmertäfelchen wurden in die Kugel mit aufgenommen, andere folgten den Adhäsionskräften, stellten sich tangential zu den jedenfalls noch zähweichen Magmentropfen und wurden zuweilen durch die Adhäsionskräfte der Kugelsubstanz so stark gehalten, daß sie sich der Rundung anpaßten“ (p. 156, 157).

Andere Ganggesteine von der gleichen Insel nähern sich durch Einsprenglinge den Glimmerporphyriten.

Bei Tsingtau an zahlreichen Stellen auftretende, $\frac{1}{2}$—1 m mächtige, NO.—SW. streichende Gänge sind zersetzt, so daß sich nicht entscheiden läßt, ob Minette oder Kersantit vorliegt; ein 35 cm mächtiger, graugrüner Gang am Iltisberg oberhalb der Oberförsterei steht durch seinen Aufbau aus Plagioklasleisten und lichtbräunlicher Hornblende den Malchiten nahe.

Porphyritische Eruptivbreccien. Auf der Insel Schui ling schan lagert als oberstes, über der Wechselfolge der Sedimente und den zwischen ihnen befindlichen Lagergängen eine stellenweise noch 150 m und mehr mächtige Decke einer groben Eruptivbreccie in geneigter, nach O. oder NO. fallender Lagerung, mehrfach von der Erosion zerschnitten und durch Verwerfungen verschoben. Die Größe der im allgemeinen dunklen, vorherrschend diabasisch grünen Bruchstücke wechselt von geringen Dimensionen bis zu faust- und kopfgroßen Trümmern. Das Bindemittel ist ein Plagioklas-Augit-Porphyrit; nahe verwandt sind die eingewickelten Bruchstücke — im allgemeinen schwankt die Zusammensetzung zwischen Plagioklasporphyrit als dem einen, Augit-porphyrit als dem anderen Extrem. Zuweilen macht sich weitgehende Epidotisierung geltend. U. d. M. machen die Gesteine infolge ihres Plagioklas-Reichtums im allgemeinen einen andesitischen Eindruck.

Feldspatbasalt tritt mit meterstarken Säulen in Tsingtau selbst, dicht hinter dem Lazarett auf, reich an lichtem Einsprenglingsaugit und großen Olivinen, deren unvollkommene Kristallgestalt ebenso wie das Vorhandensein kleiner Olivinkörner auf eine protoklastische Zergrusung größerer Individuen zurückgeführt wird. Er enthält als Einschluß Bruchstücke von streifigem Porphyr, die in ein farbloses Glas mit eingebettetem Kalifeldspat, Quarz etc. umgewandelt sind.

Sedimentgesteine finden sich besonders schön aufgeschlossen auf der Südseite und dem Westrande der oft erwähnten Insel Schui ling schan, wechsellagernde grobe Breccien, Konglomerate, Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer, ferner sandige Mergel und anthracitische Kohle, die mit Aplit und Porphyr wechseln und unter den porphyritischen Eruptivbreccien verschwinden. Während die tieferen Horizonte im allgemeinen ruhige Lagerung besitzen (östliches Einfallen von 15—40°), weisen die höheren Teile besonders in der Nachbarschaft der Eruptivbreccien bedeutendere Störungen auf und lassen sehr verschiedene Anpassung der Sedimente an den Faltungsdruck je nach ihrer petrographischen Beschaffenheit beobachten.

Bituminöse schwarze mergelige Sandsteine mit Tonschiefern in den tiefst sichtbaren Lagen der Süd- und Südostseite der Insel enthalten bis 3 cm dicke, in ihrer Gesamtheit nur auf wenige Meter anhaltende Schmitzen harter, sehr spröder anthracitischer Kohle von hohem Glanz mit pflanzlicher, zuweilen an Koniferen erinnernder Struktur. Es wird als wahrscheinlich bezeichnet, daß diese Vorkommen in Beziehung mit den dem Carbon zugeschriebenen kohlenführenden Schichten auf dem Schantung-Festland in Beziehung stehen, was die Hoffnung erweckt, daß Bohrungen auch hier brauchbare bituminöse Kohlen liefern würden, wie sie z. B. bei Fangtse (außerhalb der Kolonie, 170 km von Tsingtau entfernt, wenige Kilometer von der Eisenbahnstation Tschang lo yen) in einem von v. Richthofen studierten Vorkommen abgebaut werden. Bei Fangtse treten gleichfalls Porphyrite auf, die dem Material der Eruptivbreccie von Schui ling schan sehr ähnlich sind; wie dort wechsellagern bei Fangtse Eruptivmassen (hier tuffig) mit Sandsteinen und Schiefern und in oberen Teufen finden sich die gleichen Anthracitschmitzen. **Milch.**

F. Zirkel und R. Reinisch: Untersuchung des vor Enderby-Land gedredschten Gesteinsmateriales. (Aus: Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia" 1898—1899. Herausgegeben von C. Chun. 10. Lief. 2. Petrographie I. 37—44. 1 Taf. 6 Fig. Jena 1905.)

Das aus der Tiefe von 4636 m vor Enderby-Land heraufgebrachte Gesteinsmaterial, Stücke von 5 Zentner Gewicht bis herab zu kleinen Bröckchen, besteht vorwiegend aus granitischen Gesteinen, Gneisen und sich anschließenden kristallinen Schiefern, sowie aus Sandsteinen, Grauwacken, Tonschiefern vermutlich altsedimentären Charakters; Vertreter von Effusivgesteinen wurden sehr spärlich, sichere Zeugen einer vulkanischen Tätigkeit der Gegenwart wurden nicht gefunden.

Granite, und unter diesen Biotitgranite von wechselnder Korngröße, wiegen unter dem gedredschten Material entschieden vor; Muscovitgranit und Zweiglimmergranit ist selten, ferner fand sich ein Hornblendegranit, dem Gestein von Assuan ähnlich, und ein

Granit mit primärer, brauner, kompakter Hornblende, viel monoklinem Pyroxen mit Diallagstruktur, pyritreich, sowie aplitische Granitmodifikationen und schriftgranitartige Verwachsungen von Feldspat und Quarz. Quarzkörner in einem gepreßten Granit zeigen Sprünge, die sich nach ihren Winkeln und ihrer Lage gegen c wahrscheinlich auf eine durch den Druck hervorgerufene Ablösung nach R zurückführen lassen; sie sind gewöhnlich teilweise von Epidot erfüllt. Ganz vereinzelte Quarzhornblendeporphyrite scheinen eher einer Fazies granitischer Massen als einem Effusivgestein anzugehören.

Spärlich fanden sich feinkörnige Diorite mit primärer Hornblende und Gabbros. Beschrieben werden ferner ein ziemlich frischer Diabas, der außer Augit und Plagioklas von Hornblenden eine kompakte olivenbraune, meist randlich oder pegmatitähnlich, aber mit parallelen c- und b-Achsen mit dem Augit verwachsene, und eine bläulichgrüne, breitfaserigbüschelige enthält, sowie umgewandelte Diabase, ferner ein melaphyrähnliches Gestein und „eine ganz fremdartige Erscheinung", ein kleines, grauschwarzes Stückchen, das nur bei den Basalten unterzubringen ist und zahlreiche, bis 0,1 mm lange Stäbchen oder schmale Leistchen von gelblichbrauner bis goldgelber Färbung enthält. Das Mineral löscht parallel der Längsrichtung aus, besitzt keinen Pleochroismus, schwache Licht- und Doppelbrechung; seine Natur mußte unermittelt bleiben.

Unter den kristallinen Schiefern herrschen Biotitgneise: graue, helle, gebänderte, granatreiche Varietäten werden erwähnt; in lichten granatführenden Gneisen liegen in den Granaten Biotitschüppchen, die in allen Granaten die gleiche, mit der Schieferung nicht zusammenfallende Richtung innehalten. Ein Teil der Glimmergneise dürfte eruptiven Ursprungs sein: wenn reichliches Vorkommen von Mikroklin, zonar gebautem Plagioklas mit basischem Kern, von großen, gedrungenen Apatitsäulchen, sowie von Schriftgranit kein absolut sicherer Beweis ist, so wurde in einem Fall die Deutung als Orthogneis durch einen Hornfelseinschluß erwiesen. Ein Biotitgneis mit grünem monoklinem Pyroxen enthält Biotitschüppchen radial um Magnetit- oder Apatitkörnchen gruppiert; sehr feinkörniger Cordieritgneis, aufgebaut aus perthitischem Kalifeldspat, Oligoklas, Quarz, Hypersthen, Sillimanit, Biotit, schwarzem Eisenerz, grünem Spinell und Zirkon zeigt häufig zentrische Gebilde: um Spinell-Eisenerzaggregate legt sich eine Hülle von unregelmäßig begrenzten Sillimanitindividuen, auf sie folgt ein schmaler Saum von Cordierit und schließlich eine mehr oder weniger vollständige Zone von Hypersthen, seltener von Biotit. Abweichungen erfolgen durch Fehlen des einen oder anderen Gliedes, aber nie durch Umkehr der Reihenfolge. Ferner treten auf: biotitführende Hornblendegneise und hornblendehaltige Hypersthengneise mit grasgrünem, nicht pleochroitischem Augit, sowie verschiedene Amphibolite und Biotitschiefer.

Kontaktmetamorphe Bildungen sind wahrscheinlich Sillimanit-Biotitschiefer und feinkörniger, epidotführender Quarz-

glimmerfels mit seltenen Büscheln von 0,25 mm langen Piemontitnadeln.

Unter den Sedimenten findet sich ein Sandstein mit dolomitischem Bindemittel: das Carbonat zeigt häufig die Schnittfiguren von R, Zwillingsbildung fehlt auch den größeren Individuen. HCl entzieht dem Gestein 38,1 %; die gelöste Substanz besteht aus 61,6 $CaCO^3$, 36,9 $MgCO^3$, 1,1 Fe^2O^3.

Deutliche Schliffflächen mit Gletscherschrammen fanden sich an drei Stücken: einem fünf Zentner schweren Sandsteinblock, an dem epidot- und piemontitführenden Quarzglimmerfels und einem Quarz-Hornblende-Porphyrit.

Das Material der Schmutzbänder einer in der Nähe des Fundortes dieser Gesteine treibenden Eisscholle, ein feines, braunes Mehl, besteht, von einigen Zirkonprismen abgesehen, ausschließlich aus Splittern der verbreitetsten gesteinsbildenden Minerale bei weitaus vorwaltendem Quarz. „Glassplitter fehlen vollständig; vulkanischer Ursprung des Staubes ist gänzlich ausgeschlossen. Mineralbestand und die Splitterform der Gemengteile verweisen auf Moränendetritus". **Milch.**

H. L. Haehl and R. Arnold: The miocene Diabase of the Santa Cruz Mountains in San Mateo County, California. (Proceed. Amer. philos. Soc. Philadelphia. **43**. 16—53. 26 Fig. 1904.)

In den Santa Cruz Mountains, südlich von San Francisco, durchbrechen Diabase ober- und wahrscheinlich auch mittelmiocäne Schichten (Monterey-Schichten); Diabastuffe liegen z. T. von Diabas intrudiert im unteren Miocän (Vaquero-Sandstein). Transgredierend liegt darüber die das untere, vielleicht auch mittleres Pliocän repräsentierende Purisima-Formation. Fossillisten werden für diese Abteilungen mitgeteilt.

Die kalkreichen Tuffe, deren Diabasmaterial der Basaltfazies angehört, werden durchsetzt von eigentümlichen, z. T. fossilführenden Gängen von Kalkstein, die durch das Einfließen der noch nicht verfestigten Kalkschlammschichten in die bei der Diabasintrusion gebildeten Klüfte entstanden sind.

Der Diabas zeigt zwei Ausbildungsformen: 1. Die Diabasfazies: Graue, deutlich körnige Gesteine, die aus Plagioklas (Ab_3An_4), blaubraunem Augit, seltenem Olivin, Magnetit, Ilmenit und Apatit in Diabasstruktur zusammengesetzt werden. 2. Die Basaltfazies: Mittel- bis feinkörnige, z. T. blasige Gesteine mit kugeliger Absonderung, bestehend aus Einsprenglingen von Augit und Olivin in einer fluidalen Grundmasse von Feldspat, Augit, Olivin, Ilmenit, Magnetit. Die ursprüngliche Anwesenheit von Nephelin wird bestritten. Als ein Zersetzungsprodukt des Plagioklases wird der in allen Gesteinen sehr verbreitete Analcim angesehen, ebenso der weniger häufige Natrolith. Die Bezeichnung der Gesteine als Teschenite wird jedoch abgelehnt.

	I.	II.
SiO_2	50,12	49,60
TiO_2	1,33	1,86
Al_2O_3	18,52	16,56
Cr_2O_3	Spur	0,03
Fe_2O_3	2,47	4,28
FeO	4,11	4,44
MnO	Spur	0,08
MgO	2,68	5,38
CaO	8,99	9,22
BaO	0,02	0,06
Na_2O	5,22	3,31
K_2O	1,46	1,25
H_2O	4,73	4,02
SO_3	0,08	0,17
P_2O_5	0,18	0,30
	99,91	100,55
Spez. Gew.	2,732	2,825

I. Diabas (Diabasfazies) nördlich von Bella vista ranch.
II. Diabas (Basaltfazies), Mindego Hill.
Anal.: E. T. Allen (U. S. Geol. Surv.).

O. H. Erdmannsdörffer.

L. V. Pirsson: Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. (U. S. A. Geol. Survey. Bull. **237**. 208 p. 7 Taf. 1905.)

Die Monographie enthält eine zusammenfassende Darstellung des interessanten Eruptivgebietes der Highwood Mountains, über das vom Verf. a. a. O., in Gemeinschaft mit W. H. Weed, schon mehrfach Mitteilungen gemacht worden sind.

Nach kurzer geographischer und historischer Einleitung folgt der geologische Teil. Es werden beschrieben die intrusiven Stöcke, die als Ausfüllungsmassen von Vulkankanälen zu gelten haben; es sind: Highwood Peak (Monzonit mit jüngeren Intrusionen von Syenit), Middle Peak (Monzonit), East Peak (basische Leucitsyenite), der Shonkin-Stock (Shonkinite und Missourite) und der Arnoux-Stock (Fergusit). Die Gesteine und die Kontakterscheinungen in der umgebenden Kreide — deren Aufbau in einem besonderen Kapitel kurz gestreift wird — sowie in den älteren Tuffen werden geschildert. Die ganze Gebirgsgruppe wird durchschwärmt von zahllosen radial verlaufenden Gängen und Intrusivlagern, die im einzelnen wieder nach den verschiedenen Stöcken hin konvergieren. Sie zerfallen in zwei Hauptgruppen: eine basaltische (Minette, Basalte) und eine trachytische (Syenit- und Tinguäitporphyr), von denen die erstere bei weitem vorwiegt.

Den Beginn der effusiven Tätigkeit stellen Ströme, Tuffbreccien und Tuffe von trachy-andesitischem Gestein dar, deren Zentrum wahrscheinlich Highwood Peak war und die auf einer sehr unebenen Unterlage zum Absatz gelangten. Nach einer durch Erosion gekennzeichneten Pause brachte eine zweite effusive Phase basische Analcim- und Pseudoleucitbasalte zutage, die wahrscheinlich von mehreren Punkten aus (besonders vom Shonkin-Stock) ausgeworfen wurden. Highwood Peak hat wahrscheinlich nach seiner trachy-andesitischen Periode noch basaltisches Material geliefert.

Die Lakkolithen schließlich sind von besonderem Interesse; nach den vorzüglichen Aufschlüssen am großen Lakkolithen des Shonkin Sag wird auch für die anderen drei, den kleinen Lakkolith von der gleichen Lokalität, ferner für die schon bekannten Square Butt und Pallisade Butt-Lakkolithen im Gegensatz zu den früher vom Verf. vertretenen Anschauungen angenommen, daß Shonkinit ihre Hauptmasse bildet und daß der mit ihm durch Übergangsgesteine verbundene Syenit die zentralen Teile des Intrusivkörpers einnimmt, ohne die Sedimenthülle irgendwo zu berühren. Der Shonkinit selbst geht am Kontakt mit dieser in basaltische Gesteine über, die auch als intrusive Lager von dem äußeren Rand des Lakkolithen aus seitwärts auslaufen. Die exogenen Kontaktwirkungen sind gering.

Im petrographischen Teil folgt zunächst eine ausführliche Beschreibung der verschiedenen Gesteine, worauf hier nur verwiesen sein möge. Es wird durchweg die neue Klassifikation[1] angewandt, zugleich mit ausführlichen Hinweisungen auf die in Europa noch allgemein übliche Bezeichnungsweise. Die Arbeit kann daher zur Einführung in die praktische Anwendung des amerikanischen Einteilungsprinzips gut benutzt werden. Beschrieben und zum großen Teil analysiert sind:

aus den Stöcken und Lakkolithen: Pulaskit, Sodalithsyenit, Syenite, Noseansyenit, Monzonit, Fergusit (ein körniges Intrusivgestein aus Leucit und Augit, nebst Apatit, Erzen, Biotit, gelegentlich Olivin u. a.), shonkinitischer Syenit, Shonkinite, Leucitshonkinit, Missourit;

aus den Gängen und Intrusivlagern: Sodalith-Sölvsbergitporphyr, Highwoodtinguäitporphyr, Gesteine der Grorudit-Tinguäit-Serie, Gauteit, Syenitporphyre, Highwoodminette, Analcimbasalt;

aus den Strömen und Tuffen: Latite (Trachyandesite), Analcimleucitbasalte.

Chemisch sind die Gesteine durchweg durch mittleren SiO_2-Gehalt (65—46 %), hohes CaO und hohen Gehalt an Alkalien, unter denen — mit einer Ausnahme — das K_2O vorherrscht, gekennzeichnet.

Von den ausführlichen Betrachtungen des Verf.'s über Differentiationsvorgänge sind die über die Lakkolithe wegen der relativ einfachen

[1] Vergl. das Referat im Centralbl. f. Min. etc. 1903. p. 677 ff.

Verhältnisse von besonderem Interesse. Es läßt sich mit ziemlicher Sicherheit berechnen, daß im Shonkin Sag-Lakkolith etwa 1 Teil Syenit auf 20 Teile Shonkinit, im Square Butt 13 Teile Syenit auf 56 Teile Shonkinit kommen; es resultiert daraus ein für beide fast gleiches Gesamtmagma von shonkinitischem Charakter. Die Differentiation dieses Magmas — für deren Erklärung Resorption des Nebengesteins nicht angenommen werden kann — wird im Gegensatz zu früheren Ausführungen des Verf.'s im Anschluß an die G. F. Becker'sche Theorie der fraktionierten Kristallisation gedeutet als ein aus Konvektionsströmen und Auskristallisierung in den kälteren — randlichen — Teilen der Masse kombinierter Vorgang; die Wirkung der Gravitation auf die ausgeschiedenen basischen Gemengteile erklärt auch die größere Dicke des unter dem syenitischen Kern gelegenen shonkinitischen Anteils der Lakkolithmasse.

Die Berechnung der Stammmagmen für die Stöcke und die Gänge stößt aus dem Grund auf größere Schwierigkeiten, weil die Volumina der Teilmagmen sich nicht mit hinreichender Genauigkeit bestimmen lassen. Durch geeignete Kombination der vorhandenen Analysen kommt jedoch Verf. zu dem Ergebnis, daß das Stammmagma der Stöcke von monzonitischer Natur gewesen sein muß, in seiner Zusammensetzung ähnlich der des Gesteins vom Middle Peak, welches das älteste der Stöcke und „darum wahrscheinlich" das wenigst differenzierte ist. Auf gleiche Weise wird abgeleitet, daß die Gänge salische und femische Spaltprodukte ebendesselben Stammmagmas seien.

Am Schlusse der interessanten und anregenden Arbeit wird folgendes Schema für die Reihenfolge der intrusiven und effusiven Vorgänge im Gebiete gegeben:

1. Intrusion der Lakkolithe (Spaltung im lakkolithischen Niveau).
   „ feldspatreicher (dosalischer) Gänge.
   „ basaltischer (salfemischer) Gänge.
   „ des Middle Peak-Stocks.
2. Pause; Erosion.
3. Effusion feldspatreicher Laven. } Highwood-Vulkan.
   „ basaltischer Laven. }
   Intrusion des Highwood-Monzonits. }
   „ des Highwood-Syenits. }
4. Pause; Erosion.
5. Effusion basaltischer Laven. } Shonkin-Vulkan.
   Intrusion des Shonkin-East und Arnoux-Stocks. }
   „ basaltischer Gänge. }
   „ feldspatreicher Gänge. }

O. H. Erdmannsdörffer.

A. G. Högbom: Zur Petrographie der Kleinen Antillen. (Bull. geol. Instit. University Upsala. **6**. 1902—1903. No. 12. Upsala 1905. 214—233. Mit 2 Taf.)

Schon 1868—69 hat P. T. Cleve von einer Reise nach den Antillen und speziell nach den Virgin Islands eine Menge von massigen Gesteinen mitgebracht, die trotz ihres Tiefengesteinshabitus jüngeres Alter besitzen. Die von Cleve gegebene richtige Deutung ist damals unbeachtet geblieben; jetzt kommt Högbom auf diese Gesteine zurück und liefert zu den von Cleve gefertigten Analysen die mikroskopische Beschreibung.

Es handelt sich um St. Thomas, St. John, Tortola, Virgin Gorda und benachbarte Inseln, sowie um die Leeward Islands. Die dort entwickelten Sedimente dürften der Kreide angehören. In diese sind körnige Gesteine eingeschaltet in Verbindung mit zahlreichen Porphyren und mancherlei Tuffen und Breccien von cretaceischem oder eocänem Alter. Die Tiefengesteine bilden nach den Analysen eine zusammenhängende Reihe, welche von sauren Graniten bis zu Gabbros und Peridotiten führt. Alle haben erhebliche Regionalmetamorphose, aber ohne Verwischung der unsprünglichen Struktur durchgemacht. Bemerkenswert ist, daß die granitischen Glieder sehr arm an Kali sind; demgemäß herrscht Plagioklas vor und Högbom nennt diesen Typus, in dem etwa 53—58 % Plagioklas vorkommt, Plagioklasgranite. Es sind dieselben Gesteine, die O. Nordenskjöld als Andengranite ausschied, und die in Südamerika ebenfalls mit basischen Gliedern und mancherlei Tuffen eine große Rolle spielen. **Deecke.**

L. Milch: Über die chemische Zusammensetzung eines Limburgits, eines phonolithischen Gesteines und einiger Sandsteine aus Paraguay (nach Analysen von A. Lindner). (Min. u. petr. Mitt. **24**. 213—226. 1905.)

A. Lindner hat fünf von ihm im westlichen und zentralen Paraguay gesammelte, vom Verf. früher mikroskopisch untersuchte Gesteine (dies. Jahrb. 1896. II. -297-) analysiert und die Analysen zur Veröffentlichung zur Verfügung gestellt; ein Vergleich der chemischen und der mikroskopischen Untersuchung ergab folgende Resultate.

A. Eruptivgesteine.

1. Limburgit vom Cerro Tacumbú (dicht, schwarz; Einsprenglinge: größere Olivine und zonar struierte. licht grauviolette bis schwach grünlich durchsichtige Augite, Grundmasse: grünlicher Augit und farbloses, mit HCl gelatinirendes Glas). Aus der Analyse I und den auf 100 berechneten Molekularproportionen Ia folgt die Formel $s_{44,91}\, a_2\, c_2\, f_{16}\, n_{8,3}\, m_{7,47}\, k = 0{,}60$, die der Formel des Limburgittypus Reichenweiher ($s_{45}\, a_2\, c_2\, f_{16}\, k = 0{,}61$) näher steht als irgend eine der fünf Analysen, aus welchen der Typus berechnet wurde.

2. Hauynführendes phonolithisches Gestein vom Sabucáy (Distrikt Ibitimí) (die nicht sehr zahlreichen farbigen Gemengteile, resorbierte Biotite, schlanke Hornblendesäulen, randlich in Ägirinaugit übergehende Augite als Einsprenglinge, Ägirinaugite und spärliche Ägirine der Grundmasse, sind frisch, die herrschenden farblosen Gemengteile, als Einsprenglinge Alkalifeldspat und ein Glied der Hauyn-Nosean-Reihe, sowie die erst nach Ätzung in der an Zersetzungsprodukten sehr reichen Grundmasse hervortretenden Feldspatleistchen sind stark zersetzt). Die aus der Analyse II resp. den Molekularproportionen IIa sich ergebende Formel $s_{62,85}\, a_{10}\, c_3\, f_7\, n_{6,7}\, m_{6,7}\, k = 0{,}76$ würde für eine Zurechnung des Gesteins zum Trachydolerittypus Campanario ($s_{63}\, a_{10}\, c_{2,5}\, f_{7,5}\, k = 0{,}77$) sprechen; berücksichtigt man jedoch, daß die mit der Verwitterung verbundene Fortführung der Alkalien eine Verkleinerung des Wertes A und weiterhin, da ein Teil der ursprünglich an die Alkalien gebundenen Tonerde bei der Berechnung mit CaO vereinigt wird, der tatsächlich in den farbigen Gemengteilen enthalten ist, auch eine Verkleinerung des Wertes F zur Folge hat, so ergibt sich für das frische Gestein eine Annäherung an den Phonolithtypus Ziegenberg ($s_{64,5}\, a_{10,5}\, c_1\, f_{8,5}\, k = 0{,}79$), wofür auch der phonolithische Habitus des Gesteins spricht. Das Gestein gehört somit offenbar in die Reihe, die von den trachytoiden Phonolithen zu den Trachydoleriten hinüberführt.

Da bisher von jüngeren Eruptivgesteinen aus Paraguay nur Glieder der foyaitisch-theralithischen Reihe bekannt geworden sind (außer den hier behandelten aus verschiedenen Teilen des Landes nur Nephelinbasalte), also ausschließlich Glieder der „schweren Gaureihe“ resp. der „atlantischen Gesteinssippe“ Becke's (dies. Jahrb. 1905. I. -52—54-), so bilden sie ein Analogon zu den entsprechenden Gesteinen Nordamerikas östlich der Rocky Mountains in Montana und Texas. Wie Becke l. c. für Nordamerika gezeigt hatte, scheint somit auch in Südamerika ein Gegensatz zwischen den wie gewöhnlich mit gefalteten Kettengebirgen im Zusammenhang stehenden Ergüssen der „leichten Gaureihe“ resp. der „pazifischen Gesteinssippe“ der westlichen Gebiete und den östlich von diesen auftretenden Effusivmassen der atlantischen Gesteinssippe zu bestehen, die nach Becke allgemein mit Vorliebe an Schollenbrüchen auftreten.

B. Sedimentgesteine.

Von Sedimentgesteinen wurde analysiert: 1. Roter Kieselsandstein mit „ergänzendem“ Zement (Analyse III) aus der Umgebung des Cerro Tacumbú, 2. grauschwarzer Kieselsandstein von der Estancia Santa Clara, Distrikt von Caazapá (Anal. IV) mit ganz untergeordneten Fragmenten eines basischen Eruptivgesteins, 3. feinkörniger Arkose-Sandstein, $\frac{1}{2}$ km südlich von der Estancia Santa Clara, ungewöhnlich feinkörnig, ganz lichtgelblich bis weiß, neben herrschenden Quarzkörnchen reichlich Feldspat enthaltend. Der Durchmesser der meisten Körnchen erreicht nicht 0,01 mm; das tonige Zement tritt sehr zurück.

	I.	Ia.		II.	IIa.
SiO^2	40,95	44,71	44,91	2,20	62,73
TiO^2	0,25	0,20		0,14	0,12
Al^2O^3	15,37	9,87		20,67	14,61
Fe^2O^3	6,36	—		3,26	—
Cr^2O^3	0,19	0,09		—	—
Mn^2O^3	Sp.	—		0,09	MnO 0,08
FeO	4,38	9,19		1,38	4,32
MgO	10,46	17,13		0,48	0,87
BaO	0,10	0,05	13,70	0,09	0,04
CaO	11,67	13,65		4,43	5,70
Na^2O	3,97	4,19		6,61	7,69
K^2O	1,26	0,88		4,90	3,76
H^2O	3,93	—		3,56	—
H^2O (bis 105°)	0,86	—		0,36	—
P^2O^5	0,09	0,04		0,12	0,06
CO^2	—	—		1,54	—
SO^3	—	—		0,04[1]	0,04
Sa.	99,84			99,87	
Spez. Gew.	2,932			2,463	

	III.	IV.	V.
SiO^2	97,48	95,24	83,97
TiO^2	—	0,12	0,20
Al^2O^3	—	0,17	8,20
Fe^2O^3	2,30	2,14	0,88
Cr^2O^3	—	—	—
Mn^2O^3	—	—	—
FeO	—	0,42	—
MgO	0,03	0,16	0,58
BaO	—	—	—
CaO	0,03	0,51	1,06
Na^2O	0,04	Sp.	2,45
K^2O			1,22
H^2O	0,26	0,37	1,28
H^2O (bis 105°)	0,10	0,09	0,48
P^2O^5	—	Graphit 0,22	P^2O^5 0,04
CO^2	—	—	—
SO^3	—	—	0,02
Sa.	100,24	99,44	100,38
Spez. Gew.	2,612	2,601	

Milch.

[1] Vom Verf. bestimmt.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

H. L. Barvíř: Geologische und bergbaugeschichtliche Notizen über die einst goldführende Umgebung von Neu-Knín und Štěchovic in Böhmen. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1904. No. XXV. 70 p. Mit 3 Abbild.)

Die Umgebung von Neu-Knín (NO. von Příbram) besteht zumeist aus Příbramer Schiefern, Granit und Quarzporphyr. Die Příbramer Schiefer streichen NO., verflächen NW. und weisen Lagerungsstörungen auf, die am deutlichsten durch eine vielleicht kambrische Konglomerateinlagerung zwischen Klein-Hraštic und der Mühle Vojířuv zum Vorschein kommen. Der Granit gehört dem mittelböhmischen Granitmassiv an und ist ein Amphibolbiotitgranit, der besonders an dem Kontakt komplementär zu Apliten und Granitporphyren einerseits, syenit- und dioritartigen Gesteinen anderseits gespaltet ist. Der Porphyr ist ein intrusiver Biotit-Quarzporphyr und entstammt dem granitischen Magmabassin.

Der Goldbergbau zu Knín datiert sich wenigstens aus dem XIII. Jahrhundert und wurde Ende des XVI. Jahrhunderts wegen Ertränkung der Gruben mit Wasser, nicht wegen Goldmangels eingestellt. Es gab in der Knínер Umgebung eine Adelszone, Kamlová genannt, die der Verf. auf dem Berge Chvojná lokalisiert, diese Zone weist analog den Euler Hauptzügen ein OSO.-Streichen, parallel zur transversalen Schieferung, auf. Außer diesem an der Grenze des Granits mit den Schiefer gelegenen Vorkommen gibt es in der Gegend noch drei weitere Gruppen von Pingen- und Haldenresten: im Rayon der Besidka SW. von der Stadt, am Kontakt zwischen Porphyr und Schiefern, südlich davon bei Borotic (Granit-Schiefer) und O. von der Besidka im Walde Hořice (ebenfalls). Im Bezirke von der Chvojná zählte der Verf. an 137 größere und kleinere Halden. Überall wurde an Quarzgängen gearbeitet, die teils pyritführend, teils pyritfrei und durchwegs an Granit, besonders an dessen Spaltungsgesteine gebunden sind, indem sie in den Schiefern nur in der Nähe des Eruptivkontaktes auftreten.

NO. von Knín, zwischen dieser Stadt und Eule, liegt eine weitere Zone von Goldvorkommen bei Štěchovic am linken Moldauufer, und zwar an der Grenze von Schiefer und Quarzporphyr; längs des nahen in die Moldau mündenden Baches eine Reihe von Seifenresten.

Petrographische Untersuchungen betreffen zuerst die kontaktmetamorphe Anwandlung der Schiefer durch die Eruptivgesteine, wodurch das kohlige Pigment in kleine Flecke konzentriert wird, ferner Biotit und Andalusit gebildet werden; anderseits gewahrt man eine Erhärtung der Schiefer, eine Vergrößerung ihres Korns und das Zustandekommen einer Hornfelsstruktur.

Der Granit weist am Kontakt eine dioritische Fazies auf, welche sich durch Führung von teils brauner und bräunlichgrüner, teils blaßgrüner Hornblende auszeichnet; die Struktur dieser Diorite ist entweder hypidiomorph oder etwas ophitisch. Analoge Gesteine trifft man in den gold-

führenden Zonen an, daneben aber auch Diabase (beim Dorfe Krámy) und Lamprophyre mit amphibolisiertem Augit. Sowohl den Granitgrenzfazies analoge Diorite als auch Diabase kommen auch weiter gegen NO. sowie SW. vor, auch in der Gegend von Štěchovic, so daß sie einen direkten Zusammenhang zwischen den Kníner und den analogen Euler Vorkommen vermitteln. Die petrographische sowie die chemische Natur der Bestandteile all dieser Gesteine weist in den Einzelheiten eine ganze Reihe von Analogien auf. Es wird somit auch für die Kníner Gegend, wie schon früher für diejenige von Eule, die Auffassung zur Geltung kommen, daß der Ursprung des Goldes im Magmabassin des mittelböhmischen Granites zu suchen ist, wo er sich besonders an den Stellen der magmatischen Spaltungsvorgänge angereichert hat, an welchen Aplite, Porphyre und Lamprophyre als komplementäre Spaltungsprodukte des Magmas entstanden. Natürlich treten manche Gänge am Kontakt auch in die Schiefer über. Da die Eruptivgesteine selbst goldhältig sind, ist auch die Möglichkeit gegeben, daß bei der atmosphärischen Verwitterung derselben es zur Bildung von goldhaltigen Quarzgängen kommen kann; einen solchen Ursprung hält der Verf. für einige SSO. von Knín an der Moldau vorkommende Gänge für wahrscheinlich.

Auch in der weiteren, sowohl südlichen als auch nördlichen und nordöstlichen Umgebung von Knín gibt es sehr zahlreiche Spuren alter bergmännischer Tätigkeit, die an Quarz- und Granitporphyre und Aplite gebunden sind. **Fr. Slavik.**

O. Eypert: Der Golderzbergbau am Roudny in Böhmen. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **53.** 1905. No. 7. 8.)

P. Krusch: Das Goldvorkommen von Roudny in Böhmen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **54.** 1902. Prot. -58-.)

Der Goldbergbau am Roudny, einem 2 Meilen östlich von Wotitz beim Dorfe Bořkowitz im Bezirke Beneschau gelegenen Hügel, hat sich in letzter Zeit infolge Inbetriebsetzung leistungsfähiger Förder- und Aufbereitungsanlagen sehr versprechend entwickelt und scheint berufen zu sein, Böhmen wieder als Goldland in Ruf zu bringen.

Der erstgenannte Aufsatz gibt einen Überblick der Geschichte des Goldbergbaues im Roudny-Gebiete (Liboun) und befaßt sich im übrigen hauptsächlich mit den besagten neuen Werkanlagen. In lagerstättenkundlicher Beziehung wird angegeben, daß die Golderze auf einem System ziemlich ostwestlich streichender, steil nach Norden einfallender Gänge auftreten, die zumeist ausgesprochene Salbänder besitzen und deren gewöhnlich derbe Gangmasse z. T. aus „glimmerarmem Gneis, Aplit, derbem Quarz, Dolomit, Orthoklas, Plagioklas, Amphibol, Muscovit, Biotit u. a., z. T. aus verändertem Nebengestein“ bestehe. Die Gangart enthält das Gold entweder als feineingesprengtes Freigold, angeblich am reichlichsten dort, „wo rötliche Dolomite in Quarz porphyrartig gruppiert, fein eingesprengten Pyrit führen,“ oder aber als sog. rebellisches Gold an Pyrit

gebunden, was zumeist der Fall ist. Die Gangmächtigkeit variiert zwischen 10 cm und 8 m, ausnahmsweise, zumal an Scharungen, erreicht sie aber bis 20 m. Der Adel ist wechselnd und der Goldgehalt schwankt zwischen 3 bis 30 g pro Tonne Erz.

Krusch hebt hervor, daß — wie er gemeinsam mit Beyschlag ermittelte — der sog. Gneis des Roudny-Gebietes in Wirklichkeit druckflaseriger Granit sei, welcher verschieden große, randlich resorbierte Einschlüsse von Amphibolit enthält. Die eigentlichen Gänge mit Quarz- und Kiesfüllung seien höchstens einige Zentimeter mächtig, sie werden jedoch beiderseits in öfters mehrere Meter mächtigen Zonen von umgewandeltem, mit Quarz und Eisenkies imprägniertem Granit begleitet. Nur dieser verquarzte und verkieste Gneisgranit und die geringmächtigen Kies-Quarzgänge sind bemerkenswert golthaltig. Zuweilen steige der Goldgehalt bis auf mehr als 100 g pro Tonne; im allgemeinen nimmt er von den Spalten nach beiden Seiten hin ab; grobe Kieskristalle sind beträchtlich ärmer an Gold als feinkristalline Aggregate. Die Entstehung der Imprägnationszonen führt Krusch auf kieselsäure-, eisen- und goldführende Mineralwasser zurück, welche auf den Spalten emporstiegen und den Granit zersetzten. Diese Vererzung fand früher statt, ehe das Gebiet von Aplitgängen und von anscheinend tauben Süd-Nordklüften durchsetzt wurde.

Katzer.

J. Sroslik: Der Bergbau auf Eisenerz bei Konic. (Anzeiger d. naturw. Klubs in Proßnitz für 1903. 79—81. 1904. Böhmisch.)

Eingegangene Bergbaue auf Roteisensteine finden sich in der Umgebung der nordmährischen Stadt Konic (NW. von Olmütz) bei folgenden Ortschaften: Břesko, Dzbel, Ladín, Ponikev und Jesenec. Am ergiebigsten war der Bergbau bei dem zuerst und dem zuletzt genannten Orte. Der um d. J. 1860 eingestellte Bergbau wurde in den neunziger Jahren des verflossenen Jahrhunderts zweimal erfolglos wieder versucht.

Fr. Slavik.

F. Katzer: Die Schwefelkies- und Kupferkieslagerstätten Bosniens und der Hercegovina. (Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. d. k. k. montan. Hochschulen Leoben u. Přibram. 53. 1905. III. u. 88 p. 1 Karte, 11 Textfig.)

Verf. gibt zuerst eine Übersicht über die Kiesproduktion von Europa, die u. a. tabellarisch die Gewinnung von 1892 bis 1901 anschaulich darstellt und bespricht sodann kurz die hauptsächlichsten europäischen Lagerstätten in Spanien und Portugal, Frankreich, Deutschland, Norwegen, Österreich-Ungarn, Italien, Rußland, England, Belgien und Schweden. Von diesen haben aber nur die Vorkommen im Süden der Iberischen Halbinsel eine wirkliche Weltbedeutung, außerdem bis zu einem gewissen Grade die norwegischen. Den Lagerungsverhältnissen nach sind es teils Lager und Stöcke, teils Gänge; die ergiebigsten Kieslagerstätten der Welt sind

echte oder epigenetische Lager. Diejenigen, die durch ihre Goldführung größeren Wert haben, sind aber Gänge. Die meisten Kiese werden durch Verbrennung des Schwefels zur Schwefelsäurefabrikation nutzbar gemacht; Schwefel wird aus Kiesen kaum mehr gewonnen, dagegen finden größere Mengen als Zuschläge bei gewissen Hüttenprozessen Verwendung. Der S-Gehalt ist beim Schwefelkies am größten, ebenso beim Markasit, der aber durch Zersetzung leicht einen Teil davon verliert. Reine Schwefelkiesmassen sind aber sehr selten. Die meisten sind durch taube Mittel verunreinigt, ebenso auch durch Beimengung anderer Sulfide, Magnetkies, Kupferkies, Blende, Bleiglanz etc Alle diese haben einen geringeren Schwefelkiesgehalt, als der Schwefelkies, sind jedoch wegen der in ihnen enthaltenen Metalle, Gold, Silber, Kupfer, Blei, Zink etc. von Bedeutung, wenn letztere in genügender Menge vorhanden sind, z. B. Cu von 3 % ab etc. Auch die lokalen Verhältnisse, Transportmittel etc. sind außer der Zusammensetzung für die Kiesgewinnung und -Verwendung von Bedeutung.

Im Anschluß an diese allgemeinen Betrachtungen werden dann die bosnischen Kieslagerstätten speziell betrachtet. Es sind teils Lager, teils Gänge; die Kiese sind z. T. reich edelmetallhaltig, z. B. ein Gemenge von Schwefel- und Kupferkies, weshalb auch das Vorkommen dieser beiden Kiese bei der nachfolgenden Beschreibung nicht getrennt wurde. Z. T. liegen die Massen nahe dem Meer, um ev. einen überseeischen Transport zu ermöglichen, z. T. ist dies wegen der Lage im Binnenland und der bestehenden Transportschwierigkeiten zurzeit nicht der Fall. Die ganze heutige Produktion geht zur Verwertung ins Ausland.

Es folgt sodann eine mehr oder weniger eingehende Beschreibung der verschiedenen Lagerstätten Bosniens, wobei die geologischen Verhältnisse, z. T. erläutert durch Abbildungen, die Erzführung unter Beifügung vieler Erzanalysen, die Art der Gewinnung etc. berücksichtigt werden. Die Lagerstätten sind die folgenden:

1. Die goldhaltigen Schwefelkiesgänge von Bacoviči bei Fojnica; 2. die Eisenkies- und Kupferkieslagerstätten nächst Fojnica; 3. das Schwefelkiesvorkommen von Višnjica südwestlich von Kiseljak; 4. die Schwefelkieslagerstätten des Gebirges von Busovača; 5. das Schwefelkiesvorkommen im Štitgebirge südwestlich von Busovača; 6. die goldführenden Schwefelkiesgänge des Vilenicagebirges bei Travnik; 7. Schwefelkiesvorkommen bei Bugojno; 8. Schwefelkiesvorkommen im Gebirge östlich von Prozor; 9. Schwefelkiesvorkommen auf der Nordseite der Čelinska planina; 10. Schwefelkiesvorkommen im Bezirk Mostar; 11. ein Schwefelkiesvorkommen auf der Südseite der Lisina planina bei Ljubovo; 12. die Kupferkies- und Eisenkieslagerstätten von Sinjako bei Varcar Vakuf; 13. das Schwefelkiesvorkommen bei Prisjeka-Muhamedbeg nordwestlich von Ključ; 14. das Schwefelkiesvorkommen von Koprivna bei Stari-Majdan; 15. Schwefelkiesvorkommen von Podvidača und Lomovita nordwestlich von Stari-Majdan; 16. das Schwefelkiesvorkommen bei Čadjavica südlich von Bosn. Novi; 17. das Eisen- und Kupferkiesvorkommen in der Zviezda planina; 18. Kupferkies-

und Eisenkiesgänge bei Brgulje; 19. das Schwefelkiesvorkommen im Stupnicatale; 20. Kupferkies- und Schwefelkiesvorkommen im Maglajectal an der unteren Krivaja; 21. ebenso bei Kamenica im Krivajagebiet; 22. die Schwefelkies- und Kupferkiesimprägnation von Gare-Brda; 23. kupfer- und eisenkiesführende Gänge im Lipovactale südlich von Vozuca; 24. der Kupferkies- und Eisenkiesgang im Dubokipotok bei Ribnica; 25. das Schwefelkiesvorkommen an der Spreča bei Dubošnica; 26. ebenso von Kalesia; 27. die Schwefelkieslagerstätten von Srebrenica; 28. ein Kupferkiesvorkommen bei Ustiprača; 29. Schwefelkiesvorkommen im Riede Luke bei Čajnica; 31. Kupferkies- und Eisenkiesvorkommen bei Foča.

Damit ist die Zahl der bosnischen Vorkommen indessen noch keineswegs erschöpft, man kennt, allerdings noch nicht näher, noch eine ganze Anzahl, von denen einige freilich nur mineralogische Bedeutung haben, während andere auch Aussicht auf technische Nutzbarkeit bieten. Ausgebeutet werden heutzutage nur die oben unter No. 1 genannten goldhaltigen Schwefelkiesgänge von Bacovići bei Fojnica, alles übrige muß der Zukunft anheimgestellt werden. **Max Bauer.**

C. W. Hayes and W. Kennedy: Oil fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain. (U. St. Geol. Survey. Bull. **212**. Ser. A. Econ. Geol. 23. Washington 1903. 174 p. 1 geol. Karte. 10 Taf. 12 Abbild. im Text.)

Sogleich nach der Entdeckung des Spindletop oil pool im Januar 1901 wurde das Interesse für die geologische Erforschung der bis dahin wegen Mangels an Aufschlüssen ziemlich vernachlässigten Gulf Coastal Plain in Texas und Louisiana sehr rege. Der vorliegende Bericht enthält nun die Ergebnisse der in der Hauptsache von W. Kennedy im Auftrage des Survey vom Juni 1901 bis Februar 1902 ausgeführten Untersuchungen im Felde, die durch die Bohrungen der verschiedenen sich bildenden Ölgesellschaften wesentliche Unterstützung erfuhren. Diese Bohrungen erschlossen den Untergrund bis zu einer Tiefe von ungefähr 2000 Fuß; das weiter unten folgende Profil ist hauptsächlich darauf begründet.

Der in Frage stehende Teil des Gulf Coastal Plain bildet einen 50—100 miles breiten Küstenstreifen von außerordentlich ruhiger Oberflächenbeschaffenheit. An der Küste und bis etwa 15 oder 20 miles landeinwärts erhebt sich das allgemeine Niveau kaum 3 oder 4 Fuß über die gewöhnliche Fluthöhe; nur in wenigen Punkten sind einige ausgesprochene Erhebungen von geringem Umfang, die die Marschen um 40—50 Fuß überragen.

An diesen Streifen lehnt sich ein in der Hauptsache aus Prärieland bestehender zweiter Streifen an, der nach Nordwesten allmählich um etwa 1 Fuß pro mile ansteigt; auch hier machen sich nur einige wenige Erhebungen, so unter anderem bei Spindletop, geltend, die im Maximum jedoch mit mehr als 83 Fuß über die umgebende Ebene emporragen. Der dritte oder innere, zur Küstenebene gehörige Streifen steigt vergleichs-

weise schnell aus dem zweiten auf und zeigt eine mehr gegliederte, zumeist mit Wald bestandene Oberfläche. Die allgemeine Erhebung dieses Streifens scheint nicht die Höhe von 175—200 Fuß über dem Golf zu überschreiten. Den Marschen sind z. T. langgestreckte Lagunen vorgelagert, die durch Sandbänke und Dünen vom Golf abgeschlossen werden.

Diesem zonalen topographischen Aufbau entspricht im allgemeinen, wenigstens in dem für die Erdölgewinnung fast ausschließlich nur in Frage kommenden östlichen Teile der Küstenebene, auch die Verbreitung der geologischen Bildungen insofern, als von der Küste aus landeinwärts zonenweise immer ältere Schichten zutage treten.

Den geologischen Aufbau lehrt nebenstehendes allgemeine Profil kennen.

Das Liegende der Gulf Coastal Plain-Schichtenreihe bilden die Fayette-Sande, deren Ausstriche die Ebene nach Norden und Nordwesten begrenzen.

Mit den nächst höher folgenden Frio clays, die von anderer Seite, so von Harris, für oligocän gehalten werden, schneidet die eocäne Schichtenreihe ab. Es folgt dann zwischen Eocän und Miocän eine größere Diskordanz.

Die nächstfolgenden, im Profil als c, d und b unterschiedenen miocänen Schichten streichen nicht zutage aus und sind nur durch Bohrungen nachgewiesen worden. Die unterste Abteilung d scheint nicht nur bei Spindletop, sondern auch in den anderen Feldern die Hauptquelle für Erdöl und Gas zu bilden. Ebenso enthält auch die Abteilung b Erdöl und Gas, aber in geringeren Mengen.

Auf die Mitteilung der Einzelprofile kann hier nicht weiter eingegangen werden. Es sei nur hervorgehoben, daß die Bohrungen in den verschiedenen Feldern wiederholt Salzwasser, auch als Begleiter des Erdöls, antrafen und daß auch einige wenige Bohrungen, die die ölführenden Schichten durchsanken, so z. B. bei Spindletop, Gips und Salzlager in einer Mächtigkeit von mehreren 100 m erschlossen.

Die verschiedenen Theorien über die Entstehung des Erdöls betreffend sind die Verf. der Meinung, daß je nach der Natur des Erdöls und den örtlichen geologischen Bedingungen, unter denen es auftritt, sowohl die Theorien anorganischen als organischen Ursprungs, als auch die Kombination beider zur Erklärung herangezogen werden müßten. Die Entstehung des Erdöls der Gulf Coastal Plain sei wahrscheinlich, z. T. wenigstens, mit Hilfe der kombinierten Theorie zu erklären, und zwar durch die Einwirkung sich zersetzender sowohl tierischer als auch pflanzlicher Materie, aber hauptsächlich letzterer, auf Gips.

Die Erdölvorkommen der Gulf Coastal Plain bilden keine eigentliche Stütze der Antiklinaltheorie, die in der appalachischen Region, in Pennsylvanien, im östlichen Ohio und in Westvirginien sich so glänzend bestätigte. Es kommen im Untergrunde der Gulf Coastal Plain keine langgestreckten parallelen Falten, deren Kammlinien die „Öllinien“ bilden, vor wie dort, sondern die Schichten sind im allgemeinen gleichmäßig schwach nach Südosten geneigt. Aber immerhin sind die bei den oil pools von Spindletop, Damon Mound und anderswo nachgewiesenen kreisförmigen oder elliptischen Schichtengewölbe, wenn auch nach Entstehung unver-

Alter	Bezeichnung der Schichten	Mächtigkeit (Fuß)	Petrographische Beschaffenheit
Rezent		5—25	Küstenmarsch.
Pleistocän und wahrscheinlich etwas Pliocän	a) Beaumont clays	25—400	Braune Tone und Sande mit rezenten Schalen und großen Mengen von Holz.
	b) Columbia sands	50—200	Verschiedenfarbige Sande mit Zwischenlagen von blauem und gelbem Ton, etwas verfaultem Holz und einem Grandlager an der Basis. In den Tonen bei Sour Lake sind Mammut, *Megalonyx*, *Equus*, *Smilodon fatalis* etc. gefunden worden. Spuren von Öl.
Miocän und wahrscheinlich etwas Pliocän	a) Lafayette sands	30—375	Blaue und rote Tone und Sande.
	b)	300—480	Blaue und braune Tone mit dünnen Zwischenlagen von Kalk (enthält etwas Öl).
	c)	200	Blaue Tone mit Sandsteinbänkchen.
	d)	300	Blaue, rote und graue Tone und Sande mit Bänkchen von dolomitischem Kalk (enthält Schwefel, Gips, Gas und Erdöl). Fossilien sicher miocänen Alters.
Eocän	a) Frio clays	260	Verschiedenfarbige, feingeschichtete Tone mit zahlreichen Kalkkonkretionen und kleinen Gipskristallen.
	b) Fayette sands	400	Graue Sande und grauer Sandstein mit Zwischenlagen von grauen und weißen Tonen. Nach oben zu enthält der Sandstein zahlreiche Pflanzenreste.
	c) Yegua clays	1000	Dunkelblaue, gipshaltige Tone und graue Sande m. beträchtl. Lignitablagerungen.
	d) Cook Mountain beds	390	Fossilführende Grünsande und Tone mit Eisenerz und einigen wenigen Lignitflözchen. Claiborne Fauna.
	e) Mount Selman beds	260	Braune und blaue Sande und Tone, glaukonitischer Sandstein und Limonit.
	f) Lignitic	1060	Verschiedenfarbige Sande mit zwischengelagerten verschiedenfarbigen Tonen und mächtigen Lignitflözen.
	g) Wills Point clays	260	Gelbbraune Sande mit Geröllen v. Sandstein und Kalkstein; geschichtete u. massige Tone und fossilführender Kalkstein.
Kreide.			

gleichbar den langgestreckten Antiklinalen der appalachischen Region, von Bedeutung für die Ansammlung von Erdöl gewesen. Der Betrag an Öl, den die Untergrundschichten der Gulf Coastal Plain insgesamt enthalten, muß ein enormer sein, denn fast jede tiefere Bohrung hat geringe Mengen Öl angetroffen, und gewöhnlich in verschiedenen Horizonten. Daß es vergleichsweise zu räumlich nur sehr begrenzten oil pools gekommen ist, hat nicht nur seinen Grund in dem Mangel an langgestreckten Antiklinalen, die in der appalachischen Region langgestreckte schmale oil pools schufen, sondern besonders in dem schnellen streichenden Gesteinswechsel, der bei sonst günstigen Bedingungen — Schichtenaufwölbung mit undurchlässiger Kappe — die Bildung räumlich ausgedehnterer Ölreservoire verhinderte.

Die bekannten Öl-, Gas- und Salzvorkommen sind, wie eine Karte veranschaulicht, an Südwest—Nordost streichende Linien geknüpft, die Dislokationen (Verwerfung und sekundäre lokale antiklinale Faltung) entsprechen sollen. Bemerkenswert ist, daß diese Linien parallel zu der großen Balcones-Verwerfung im mittleren Texas verlaufen.

Den Schluß des Berichtes bilden Mitteilungen über die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Texas-Louisiana-Erdöls; ferner die Verwendung desselben, sowie die in Anwendung gekommenen Bohrmethoden.

O. Zeise.

J. A. Bownocker: The occurrence and exploitation of petroleum and natural gas in Ohio. (Fourth series. Bull. 1. Geol. Survey of Ohio. 308 p. 9 Karten. 6 Taf. Columbus. Ohio. 1903.)

Dieses Werk gibt eine zusammenfassende Darstellung der Geschichte und der Produktion der Öl- und Gasfelder Ohios, die, wie es in dem Überreichungsbericht des state geologist Edward Orton jr. an den Gouverneur von Ohio heißt, der Erschöpfung nahe zu sein scheinen (There seems good ground for believing that the supply of oil and gas is shortlived). Es sei nur kurz auf den Inhalt eingegangen.

Die öl- und gasführenden Gesteine besitzen im Staate Ohio eine große stratigraphische Verbreitung: Untersilur (Ordovician), Obersilur, Devon (nur Gas), Untercarbon und Obercarbon.

Im Untersilur ist das öl- und gasführende Gestein der Trenton-Kalk der zurzeit die Haupt-Erdölquelle in Ohio bildet und wahrscheinlich von keiner andern Formation auf der ganzen Erde übertroffen wird.

Interessant ist der Nachweis des älteren Edward Orton, daß die öl- und gasführenden Schichten des Trenton-Kalkes dolomitischer Natur sind, was das Gestein porös und so zur Aufnahme von Öl und Gas fähig macht; außerhalb der produzierenden Gebiete im nordwestlichen Ohio findet sich der normale Trenton-Kalk mit mindestens 75 % $CaCO_3$ (eine Analyse z. B. des Findlay gas rock dagegen ergab 53,50 % $CaCO_3$ und 43,05 % $MgCO_3$)[1].

[1] Dieser Nachweis hat jedoch keinen generellen Wert, denn neuere Bohraufschlüsse in Texas haben, wie Verf. später erwähnt, gezeigt, daß auch normaler Kalkstein bedeutende Oelmengen fassen kann; so enthält z. B. das Oelgestein des großen Beaumont-Feldes in Texas über 97 % $CaCO_3$.

Der Trenton-Kalk ist überall im tieferen Untergrund des ganzen Staates Ohio angetroffen worden, sofern die Bohrungen nur tief genug niedergebracht wurden (1000 bis über 2000 Fuß); nur an einer Stelle, in der südwestlichen Ecke des Staates tritt er entlang dem Ohio river zutage, um weiter südlich in Kentucky die Oberfläche auf größere Erstreckungen zu bilden.

Salzwasser tritt fast überall als Begleiter von Öl und Gas auf, kommt aber nirgends in so enormen Mengen vor, wie in Wood County, wo noch heute, trotzdem während 15 Jahre Tausende von Pumpen in Tätigkeit traten, die Gewinnung dadurch erschwert ist.

Im Jahre 1885 wurde zum ersten Male Öl in den Trenton-Schichten nachgewiesen; die Produktion in diesem Jahre war vergleichsweise nur gering. Die folgenden Jahre brachten einen kolossalen Aufschwung in der Produktion, wie folgende Tabelle zeigt:

Höhe und Wert der Öl-Produktion des Trenton-Kalkes in Ohio von 1886 bis 1901:

Jahr	Produktion (Barrels)	Wert $
1886	1 064 025	—
1887	4 650 375	—
1888	9 682 683	—
1889	12 153 189	—
1890	15 014 882	—
1891	17 315 978	—
1892	15 169 507	—
1893	13 646 804	—
1894	13 607 844	—
1895	15 850 609	11 372 812
1896	20 575 138	13 723 617
1897	18 682 677	8 967 685
1898	16 590 416	10 244 582
1899	16 377 174	14 718 985
1900	16 884 358	16 673 304
1901	16 176 293	13 911 612

Das Obersilur besitzt in sandigen Schichten der Clinton-Gruppe und des Unteren Helderberg-Kalkes Öl- und Gasreservoire, doch tritt das Öl gegenüber dem Gas hier weitaus zurück. Die Clinton-Gruppe setzt sich im südwestlichen Ohio, wo sie zutage tritt, wesentlich aus hochkristallinem Kalkstein zusammen; erst nordwärts unter Bedeckung jüngerer Schichten macht sich ein Gesteinsfazieswechsel geltend, der ungefähr im zentralen Teile des Staates seine größten Ausmaße zeigt, insofern hier der Kalk fast ganz durch Schieferton und Sandstein vertreten ist. Der letztere beherbergt Gas-Reservoire in Fairfield, Hocking, Lickning und Knox County, während Öl nur an je einer Stelle in Clinton und in Perry County sich vorfindet. Der gasführende Clinton-Sand ist in Tiefen bis über 2000 Fuß erreicht worden.

Der untere Helderberg-Kalk liefert nur an einer Stelle in der Nähe von Jefferson (Ashtabula County), aus einer 30—40 Fuß mächtigen, dem Kalk zwischengelagerten Sandschicht Gas und Öl aus ungefähr 2000 Fuß Tiefe. Das Gas findet sich an der Oberkante der Sandschicht und wird von einem ausgedehnten, der Gasgewinnung sehr hinderlichen Salzwasser-Reservoir direkt unterlagert. Eine Anzahl Städte und Dörfer wurden von diesem Felde aus mit Feuerung versehen. Öl-Vorkommen sind nur in geringer Anzahl vorhanden und unbedeutend in der Produktion.

Das Devon hat sich ölfrei erwiesen und produziert, wie schon oben bemerkt, nur Gas und zwar allein aus den Ohio-Schiefern, wo es in verschiedenen Horizonten vorkommt. Es sind jedoch immer nur geringe Mengen, die wohl für häusliche Zwecke ausreichen, kommerziell gewöhnlich aber bedeutungslos sind. Die Vorkommen liegen hauptsächlich in den Counties entlang dem Erie-See in der Nordost-Ecke des Staates.

Das Carbon setzt die Oberfläche der östlichen Hälfte des Staates zusammen, doch sind die bedeutenden Öl- und Gasreservoire auf die Distrikte beschränkt, wo das obere, produktive Carbon die Oberfläche bildet. Das Öl- und Gasterritorium carbonischen Alters wurde als erstes erschlossen, ist aber jetzt in der Produktion weit überholt vom untersilurischen Trenton-Kalk. Die Vorkommen besitzen stratigraphisch große Verbreitung, wie folgende Aufzählung der öl- und gasführenden Horizonte des Carbons dartut:

- Obercarbon (Coal measures)
  - Goose Run sand
  - Mitchell sand
  - First Cow Run sand
  - Macksburg sand
  - Second Cow Run sand
  - Pottsville conglomerate
    - Salt sand
    - Maxton sand
- Untercarbon
  - Maxville limestone (Mountain lime)
  - Logan group
    - Keener sand
    - Big Injun sand
    - Squaw sand
  - Berea grit.

Die Tiefe der Öl-Lagerstätten schwankt entsprechend der großen stratigraphischen Verbreitung sehr beträchtlich und zwar ungefähr zwischen 50 bis fast 3000 Fuß. Salzwasser ist häufig auch hier Begleiter des Öles, doch gibt es auch absolut salzwasserfreie Vorkommen.

Höhe und Wert der Ölproduktion des Carbons[1]:

[1] Das sind doch recht bedeutende Zahlen, die zum Widerspruch herausfordern gegen folgende Aeußerung von H. Monke und F. Beyschlag: „Ein Versuch, die fossilen Anhäufungen verkohlter Pflanzenreste aus früheren Erdperioden, namentlich die Steinkohlenflöze, als Ausgangspunkt des Erdöls zu betrachten, scheitert daran, daß das Vorkommen beider vollständig unabhängig voneinander ist. Wir kennen nur ganz vereinzelte Fälle, wo kleine Mengen Erdöl oder verwandter Körper in räumlicher Verknüpfung mit Steinkohlen auftreten.“ (Zeitschr. f. prakt. Geol. Jahrg. 1905.

Jahr	Produktion (Barrels)	Wert $
1895	3 693 248	5 018 201
1896	3 365 365	3 966 924
1897	2 877 193	2 262 193
1898	2 147 610	1 957 010
1899	4 764 135	6 243 075
1900	5 476 089	7 406 734
1901	5 470 850	6 619 342

Folgende Tabelle gibt die jährliche Höhe der Erdölproduktion der Vereinigten Staaten von 1859, dem Beginne der Industrie, an, sowie die des Staates Ohio (Beginn der Industrie 1876) bis zum Jahre 1901[1]:

Jahr	Ohio (Barrels zu 42 Gallonen)	Ver. Staaten (Barrels zu 42 Gallonen)	Jahr	Ohio (Barrels zu 42 Gallonen)	Ver. Staaten (Barrels zu 42 Gallonen)
1859	—	2 000	1881	33 867	27 661 238
1860	—	500 000	1882	39 761	30 510 830
1861	—	2 113 609	1883	47 632	23 449 633
1862	—	3 056 690	1884	90 081	24 218 438
1863	—	2 611 390	1885	661 580	21 858 785
1864	—	2 116 109	1886	1 782 970	28 064 841
1865	—	2 497 700	1887	5 022 632	28 283 483
1866	—	3 597 700	1888	10 010 868	27 612 025
1867	—	3 347 300	1889	12 471 466	35 163 512
1868	—	3 646 117	1890	16 124 656	45 823 572
1869	—	4 215 000	1891	17 740 301	54 292 655
1870	—	5 260 745	1892	16 362 921	50 509 657
1871	—	5 205 234	1893	16 249 769	48 431 066
1872	—	6 293 194	1894	16 792 154	49 344 516
1873	—	9 893 786	1895	19 545 233	52 892 276
1874	—	10 926 945	1896	23 941 169	60 960 361
1875	—	12 162 514	1897	21 560 515	60 475 516
1876	31 763	9 132 669	1898	18 738 708	55 364 233
1877	29 888	13 350 363	1899	21 142 108	57 070 850
1878	38 179	15 396 868	1900	22 362 730	63 362 704
1879	29 112	19 914 146	1901	21 648 083	69 389 194
1880	38 940	26 286 123			

p. 421.) Kohlenflöze sind wiederholt in einer großen Anzahl von Counties und zwar soweit die Resultate der Erdölbohrungen mitgeteilt sind, bis zu einer Maximalmächtigkeit von 10 Fuß (eine Bohrung in Athens County) durchsunken worden. Man kann daher nicht, wie Monke und Beyschlag es tun, generell sagen, daß das Vorkommen von Kohle und Oel vollständig unabhängig voneinander ist. Damit fällt denn auch der Schluß, den die beiden Autoren gegen die Möglichkeit der Entstehung des Erdöls auch aus verkohlten Pflanzenresten, namentlich Steinkohlenflözen, ziehen. Ref.

[1] Die Produktionsziffer der Vereinigten Staaten für das Jahr 1875 schließt alles Erdöl ein, das vor 1876 in Ohio, West-Virginien und Kalifornien gewonnen wurde.

Das Schlußkapitel behandelt die verschiedenen anorganischen und organischen Theorien über Entstehung des Erdöls und Gases und die geologischen Bedingungen, unter denen letztere auftreten. Die anorganischen Theorien verwirft Verf., da den Erdöl-Vorkommen hierfür wenigstens in den Vereinigten Staaten im allgemeinen, sowie Ohios im besonderen die geologischen Bedingungen fehlen. Keiner der organischen Theorie schließt Verf. sich ausdrücklich an, ist aber, wie es auch allgemeiner angenommen wird, der Meinung, daß sowohl pflanzliche als auch tierische Reste als Ausgangspunkt des Erdöls in Betracht kommen müssen. Mit keinem Worte wird auf einen etwaigen ursächlichen Zusammenhang zwischen Erdöl und Salzwasser hingewiesen; ist Salzwasser meistens auch Begleiter des Erdöls, so gibt es anderseits in Ohio auch absolut salzwasserfreie Erdöl- und Gasvorkommen. Hinsichtlich der geologischen Bedingungen, unter denen Öl und Gas auftreten, wird der sogen. Antiklinaltheorie keine generelle Bedeutung beigemessen. **O. Zeise.**

J. H. Sachse: Über die physikalische Beschaffenheit nordwestdeutscher Erdöle. (Chem. Revue. 1904. 56 u. 105; Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 408.)

Es werden die Eigenschaften des Wietzer Rohöles, des Ölheimer Öles und des Öles aus Hänigsen beschrieben, sowie die Ausbeute bei der Verarbeitung des Wietzer Rohöles behandelt im Vergleich mit den Ausbeuten aus elsässischen, galizischen, rumänischen, pennsylvanischen und Baku-Ölen. **A. Sachs.**

L. Mrazec: Distribuirea geologică a zonelor petrolifere in România. Bucuresci 1903. 13 p.

C. Alimanestianu, L. Mrazec und Vintila Bratianu: Arbeiten der mit dem Studium der Petroleumregionen (Rumäniens) betrauten Kommission. Bukarest 1904. Mit 1 Karte und zahlreichen Profilen im Text. 106 p.

Die erstgenannte Abhandlung gibt eine gedrängte geologische Übersicht der Erdölvorkommen Rumäniens, von welchen einige wenige in den Bezirken Dambovita und Prahova der Kreide zugeschrieben werden, während alle anderen dem Paläogen und dem Neogen angehören.

Die zweite Abhandlung bringt einen sehr instruktiven bergwirtschaftschaftlichen Überblick der dermaligen Petroleumerzeugung Rumäniens und behandelt die geologischen Verhältnisse der einzelnen Vorkommen eingehender. Es hat sich ergeben, daß in Rumänien Erdöl auf primärer Lagerstätte anscheinend nur im Paläogen und in der miocänen Salzformation vorkommt; in anderen Schichtengliedern befindet es sich auf sekundärer Lagerstätte und ist infolge orogenetischer Vorgänge dahin gelangt. Die Erdölzonen sind fast durchweg außerordentlich gestört und lassen jene Regelmäßigkeit der Struktur und des Anhaltens, wie sie in Nordamerika, im Kaukasus und auch in Galizien vielfach besteht, fast völlig vermissen,

ja oft treten Änderungen im Verhalten schon auf ganz kurze Erstreckungen ein. Gegenwärtig sind Erdölvorkommen in Rumänien auf 87 Lokalitäten bekannt, wovon jedoch erst 5 oder 6 einigermaßen zulänglich aufgeschlossen sind. Die Gesamtproduktion betrug im Jahre 1903 rund 40 000 Waggons, welche mittels 736 Handbrunnen und 193 Sonden (von 2433, bezw. 469 bestehenden) gewonnen wurden. Hiervon entfielen auf den paläogenen Flysch der Moldau 2,32 %, auf die miocäne Salzformation der Moldau 0,18 %, auf die gleiche Salzformation der Walachei 1,64 %, auf die sarmatischen Ablagerungen 1,50 %, auf das Oligocän und mäotische Schichten 87,74 % und auf die Kongerien- und Bifarcinatenschichten der Rest (6,62 %), so daß an der gesamten Erdölerzeugung Rumäniens die Walachei mit rund 97,5 und die Moldau mit 2,5 % partizipierte.

Der näheren Erörterung der geologischen Verhältnisse der einzelnen Erdölvorkommen, womit zugleich statistische Bemerkungen und technische Betrachtungen verbunden werden, ist ein besonderer Abschnitt (p. 43—104) der lehrreichen Abhandlung gewidmet. Von tektonischen Gesichtspunkten aus wird das ganze Gebiet des Königreiches Rumänien in 7 Zonen zerlegt, welche in der Karte durch verschiedene Farben sehr anschaulich dargestellt sind. Es sind dies: 1. Die Klippenzone, bestehend aus zwei, an der Grenze gegen die Bukowina und gegen Siebenbürgen gelegenen, wesentlich kristallinischen Inseln, von welchen die nördliche den wenig umfangreichen westlichen Ausläufer des Distriktes von Suceava einnimmt, die südliche aber sich vom Jalomita-Tal westwärts bis zur Donau erstreckt. 2. Die Flyschzone, welche die westliche Landesgrenze zwischen den beiden Inseln der Klippenzone begleitet und mit diesen zusammen die rumänische Gebirgsregion bildet. 3. Die subkarpathische Zone, welche sich von Osten her an die Flyschzone anschließt, im nördlichen und mittleren Abschnitt hauptsächlich die stark gefaltete miocäne Salzformation, im südlichen aber auch paläogene Inseln und Klippen umfaßt und hier besonders kompliziert gebaut ist. 4. Das westliche rumänische Hügelland, welches sich von der südlichen kristallinischen Insel bis zur Donau erstreckt und fast nur aus flach gegen Süden und Südosten einfallenden Neogenschichten besteht. 5. Die Moldauer Platte, welche sich an die subkarpathische Zone gegen Osten zu anschließt und sich bis nach Bessarabien ausdehnt. Es ist eine aus ungestörten sarmatischen Schichten aufgebaute, nur im Süden teilweise auch von pontischen Ablagerungen bedeckte Hochebene. Sie bildet mit der 3. und 4. Zone zusammen das rumänische Hügelland. 6. Die rumänische Ebene, welche südlich von der Moldauer Platte und der subkarpathischen Zone sich zur Donau erstreckt und ein von mächtigen Lößablagerungen ausgeebnetes Senkungsfeld vorstellt. 7. Die Dobrudja, ein in seinem Bau und seiner Entwicklung vom Karpathenbogen völlig unabhängiger alter Horst. Von diesen sieben tektonischen Einheiten Rumäniens haben sich bis jetzt vorzugsweise die Flyschzone und die subkarpathische Zone als erdölführend erwiesen; minder bedeutende Vorkommen sind im westlichen rumänischen Hügelland bekannt und auch in der Moldauer Platte und in der rumäni-

schen Ebene kommt Petroleum, allerdings anscheinend nur in geringer Menge vor, worüber indessen genauere Untersuchungen noch ausstehen.

Auf die Beschreibung der einzelnen Erdöllagerstätten ist hier nicht möglich einzugehen; nur im allgemeinen sei bemerkt, daß in der Flyschzone ergiebige Petroleumlinien auf den paläogenen Flysch beschränkt sind und hauptsächlich entlang der großen Dislokation auftreten, welche die südliche tektonische Grenze der Flyschzone bildet. Am erdölreichsten scheinen die Târgu-Ocna-Schichten (Obereocän-Unteroligocän) zu sein; in der Kreide (zumeist Senon) unternommene Petroleumschürfungen mußten wegen Resultatslosigkeit aufgelassen werden.

In der subkarpathischen Zone sind Erdöllagerstätten in paläogenen Schichten auf der Halbinsel von Văleni vorhanden und scheinen im jüngeren Oligocän (welches die Autoren zum Paläogen einbeziehen) am versprechendsten zu sein, da sich unterstes Oligocän und Eocän schon in geringen Tiefen als in der Regel nicht ergiebig erwiesen haben; die sonstigen Erdölvorkommen gehören jüngeren Formationen an, hauptsächlich der Salzformation, welche in der subkarpathischen Region als eine vom Oligocän bis zum Sarmatischen reichende Lagunenfazies des Mediterran angesehen wird. Von einzelnen der in sarmatischen, mäotischen oder noch jüngeren Schichten auftretenden Erdölvorkommen wäre es nicht unmöglich, daß sie sich auf sekundärer Lagerstätte befinden und ihren Ursprung in paläogenen, in der Tiefe verborgenen Ablagerungen haben.

Im westlichen rumänischen Hügelland sind dermalen Petroleumvorkommen nur in zwei Bezirken bekannt. Im Distrikt Râmnicu-Vâlcea treten sie in der Salzformation auf, welche hier, in der kleinen Walachei, helvetischen Alters ist; im Distrikt Gorj finden sie sich in wahrscheinlich pontischen Schichten. Versprechend scheinen diese Vorkommen nicht zu sein.

Von den zahlreichen Profilen, mit welchen die Autoren ihre Darlegungen illustrieren, sind die allermeisten glänzende Belege für H. Höfer's bekannte Antiklinaltheorie. **Katzer.**

Topographische Geologie.

Arnold Heim: Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905. No. 3. 89—119.)

Verf. geht vom Säntisgebirge aus, in dessen Schilderung Ref. hier nicht eintritt, weil er darüber später an der Hand des großen Heim'schen Werkes noch zu berichten hat. Das Säntisgebirge besitzt keine Wurzel. Das ergibt sich besonders aus folgendem: 1. Das ganze Gebirge besteht aus Kreide; auch in den tiefsten Gewölbekernen zeigt sich nie Jura. 2. Der Saxschwendi-Bruch bewirkt eine Horizontalverschiebung von anderthalb Kilometer. 3. Aus der Ausquetschung der subalpinen Eocänzone im Norden des Säntismassivs und anormaler Auflagerung der Kreide auf dem Flysch. 4. Der Beschaffenheit des Westendes des Gebirges, wo drei von seinen

sechs Hauptgewölben zu Rudimenten reduziert und fadenförmig in die Länge gestreckt sind, wie es bei einem autochthonen Faltengebirge gar nicht denkbar wäre.

Über den Gulmen hängen die Churfirsten mit dem Säntisgebirge zusammen; beide gleichen sich auch stratigraphisch ganz. Die gewaltigen Felswände, mit denen die Churfirsten zum Walensee abstürzen, bilden eine normale cretaceische Schichtfolge. An der Basis des Valanginien liegen aber, von einer Überschiebungsfläche abgeschnitten, Flysch und Nummulitenkalk, die das Hangende einer zweiten normalen Schichtserie bilden, welche unter der wurzellosen Säntis-Churfirsten-Masse liegt. (Dies Eocän gehört jener Eocänzone an, die sich vom Urnersee über den Pragelpaß nach Näfels und zum Walensee verfolgen läßt und die zwei faziell ganz verschiedene Kreidebildungen voneinander trennt.) Die erwähnte Überschiebungsfläche senkt sich gegen Walenstadt zu. Sie trennt dann nicht mehr Eocän und untere Kreide, sondern es ruht der Dogger der oberen Decke auf dem Balfriesschiefer (Portland) der unteren.

Die untere Decke steigt in südwestlicher Richtung an. Sie bildet den Mürtschenstock, dessen unmittelbare Fortsetzung auf Eocän ruht. Teile eines verkehrten Malm-Mittelschenkels sind erhalten. Auch diese Schichtserie hat also keine Wurzel in der Tiefe. Verf. nennt sie die Mürtschendecke.

Die Überschiebungsflächen sind in der großen Verrucanomasse südlich des Walensees noch nachweisbar. Oberholzer hat innerhalb derselben verquetschte Liaslinsen gefunden, die Mittelschenkelreste der Säntisdecke darstellen. Der Verrucano gehört drei verschiedenen tektonischen Einheiten an, der unteren Glarner Decke („Nordflügel der Glarner Doppelfalte"), der Mürtschendecke und der Säntisdecke. Die Wurzellosigkeit der (eigentlichen) Glarner Decke ist bekannt. Am Glärnisch liegt sie auf dem Flysch des basalen, wurzelnden Gebirges und darüber liegen Mürtschen- und Säntisdecke. Die Glarner Decke wurzelt im Vorderrheintal am Südrande des Aarmassivs. Auch die beiden höheren Decken müssen von dort stammen. Bei ihrem Vorstoß nach Norden blieb ihr jurassischer Kern zurück.

Westlich des Linthtales senkt sich die Säntisdecke. Auf ihrem Flysch lagert sich eine weitere, aus Kreidegesteinen bestehende, Überfaltungsdecke, die „Rädertendecke" genannt wird. Sie ist mit der (hier nicht mehr in sich gefalteten) Säntisdecke durch eine liegende Mulde verbunden, deren Umbiegung am Wiggis sichtbar wird. (Derselben entspricht im Osten die Mulde des Sichelkammes oberhalb Walenstadt.)

Über die sich nach Westen senkende Rädertendecke legt sich die Drusbergdecke, die sich ihrerseits ebenfalls zunächst westwärts senkt, südlich des Muota-Tales aber wieder ansteigt. Ihr Flysch trägt die Iberger Klippen und westlich des Vierwaldstättersees in einer weiteren Senkungsregion die Klippen des Buochser- und Stanserhorns.

Die erwähnte Eocänzone Betlis (Walensee) — Pragel — Sisikon fällt im Riemenstaldener Tal unter den Frohnalpstock ein. Auch dieser ist wurzellos. Er gehört zur Drusbergdecke. (Die Eocänzone muß übrigens,

da sie im Osten unter die Säntisdecke einschließt, zweiteilig sein.) Am Vierwaldstättersee sind die Glarner, Mürtschen- und Säntisdecke sehr reduziert. Die Rädertendecke ist verschwunden. Das beweist, daß die Überfaltungsdecken sich im Streichen in bezug auf Form und Größe rasch ändern. All die höheren Decken sind Verzweigungen der großen Glarner Decke. Der jurassische Gewölbekern dieser letzteren bleibt im Süden auf den Bergen zurück. Er ist auf den Flysch von Flüelen geschoben.

Den Stirnrand der (unteren) Glarner Decke sieht Verf. mit Lugeon in der „frontalen Gliederkette", die sich am Außenrand des Alpengebirges vom Walensee ab über die Wagetenkette, die Aubrigs, Rigi-Hochfluh, Vitznauerstock, Bürgenstock, Pilatus, Schrattenfluh bis zum Thuner See verfolgen läßt. Diese Ketten sind im Streichen zerrissen und in die Länge gestreckt. Der Stirnrand der nach Norden gestoßenen Überfaltungsdecke bog sich vor und die Stirngewölbe wurden um die Differenz von Bogen und Sehne seitlich in die Länge gezogen. Die höheren Decken quetschten diese frontalen Partien ab und der fortwirkende Druck richtete sie auf.

Durch die Erkenntnis, daß die Glarner Alpen aus großen Überfaltungsdecken bestehen, finden die bisher unverständlichen stratigraphischen Verhältnisse des Gebirges ihre Erklärung. Die Kreide z. B. ist in der Glarner Decke meist tektonisch reduziert, in der Mürtschendecke gut, am mächtigsten aber in der Säntisdecke entwickelt, in der Drusbergdecke nimmt sie wieder ab. Nun hat man nicht mehr das unverständliche Bild, daß am Südrande des Aarmassivs, am Kistenpaß, die Kreide vorhanden ist, in der Mitte, in der Windgällenregion, fehlt und im Norden, im Säntis, am mächtigsten ist. Jetzt wissen wir, daß die Kreideschichten, die jetzt ganz vorn im Norden liegen, am weitesten im Süden abgelagert wurden. Die Kreidebildungen nehmen nun einfach von Norden gegen das Innere der Alpen allmählich zu und zeigen dann den Beginn einer Abnahme. Mit anderen Worten: Die nördliche Grenze des Kreidemeeres lag etwa am Nordrand des jetzigen Aarmassivs.

Verf. geht dann noch auf die vergleichende Morphologie und Entwicklungsgeschichte der Überfaltungsdecken ein. Dieselben sind aus Falten, nicht aus Brüchen hervorgegangen. Die Gewölbeumbiegungen zeigen kolossale Verdickung der Schichten (wie das bei gewöhnlichen Falten in kleinem Maßstab auch auftritt). Der ganze helvetische Rand der nordschweizerischen Alpen besteht daher aus Kreidegesteinen. Der Malm blieb auch wegen des Widerstandes des massigen Hochgebirgskalkes gegen die Faltung zurück.

Eine Überfaltungsdecke entwickelt sich später oder höchstens gleichzeitig mit einer unter ihr liegenden. Die Einwirkung der höheren Decken auf die tieferen ist sehr bedeutend. Die Verzweigung einer Decke kann nur oben, wo ein Ausweichen möglich ist, stattfinden. Man unterscheidet an einer Decke verschiedene Regionen, die Verf. mit besonderen Namen belegt und die er in einer Zeichnung darstellt. Wo die Stirnregion mit der Senkungszone zusammenfällt, entstehen „Tauchdecken", wie sie am Simplon auftreten.

Die Überfaltungsdecken der Schweiz sind von SO. gegen NW. geschoben. Das zeigt der Verlauf der Stirn- und der Wurzelregionen an. Eine Schleppung der Unterlage ist stets gegen N. oder NW. gerichtet. Das Aarmassiv und die Glarner Decken waren zur Zeit der Deckenbildung von einem mächtigen Flyschmantel umhüllt. Unter diesem sind die Glarner Überfaltungsdecken entstanden.

Mit einem Ausblick auf die Stellung der Glarner Decken zu den übrigen Decken der Alpen und mit dem Hinweis darauf, daß die großen Überfaltungsdecken von der Schweiz nach den Ostalpen hinüberleiten, daß also offenbar keine geologische Grenze zwischen West- und Ostalpen vorhanden ist, schließt der inhaltreiche Vortrag. **Otto Wilckens.**

P. Arbenz: Über die Fortsetzung der Überfaltungsdecken westlich des Urnersees (Vierwaldstättersee). (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905. No. 3. 3 p.)

Westlich des Urnersees lassen sich zwei Schubmassen unterscheiden, von denen die untere der Glarner, die obere der Drusbergdecke entspricht. Zu letzterer gehören die Bauenstöcke, Brisen und wohl alle aus Kreidegesteinen bestehenden Berge zwischen Brünigpaß und Engelberger Tal. Zur unteren Schubmasse gehören Urirotstock, die Melchtaler Berge, Schwarzhorn, Faulhorn, Männlichen, Schildhorn. Die Breite der Überfaltungsdecken ist in Unterwalden geringer als in Schwyz, Glarus und St. Gallen; aber dafür ist der Zusammenschub innerhalb der einzelnen Massen, namentlich der unteren, um so größer. Im Engelberger Gebiet herrschen gegen Norden überstürzte Falten vor. Wo die Stauung besonders stark ist, trifft man harmonikaartige Zickzackfalten an. Die Überschiebungsfläche fiel in diesen westlichen Gebieten schon primär steiler nach Norden ein als weiter östlich in Uri und Glarus. Ob die Höhe der kristallinen Zentralmassive von Einfluß auf das Ausmaß des Vordringens der Schubmassen gewesen ist, läßt sich nicht ohne weiteres sagen. Ihre jetzige Höhe haben ja diese Massive wahrscheinlich relativ jungen Bewegungen zu verdanken. In den Schweizer Alpen hat sich allem Anschein nach der Schub dort, wo eine Decke zurückbleibt, um so mehr auf eine andere konzentriert, so daß die Überfaltungsdecken sich gewissermaßen ablösen. Wo z. B. zwischen Aar- und Mont Blanc-Massiv die Voralpendecken weit vorstoßen, sind die helvetischen Decken schwach entwickelt. **Otto Wilckens.**

V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. (Bau und Bild Österreichs. 3. Teil. 651—911. Mit 1 tekton. Karte u. zahlreichen Abbild. Wien 1903.)

Unter den vier selbständigen Arbeiten, welche unter dem gemeinsamen Titel „Bau und Bild Österreichs“ veröffentlicht sind, enthält die Uhlig'sche Schilderung der Karpathen wohl die größte Summe eigener Forschungen und neuer Beiträge, die z. T. auch noch über das hinaus-

gehen, was in früheren Schriften über Karpathen von ihm schon geboten wurde. Ein Auszug ist nicht leicht, bietet aber doch vielleicht den Vorteil, daß die leitenden Ideen aneinandergereiht hervortreten, während allerdings das Detail vernachlässigt werden mußte.

Ein Zusammenhang der Karpathen mit den Alpen wird durch Teile der Zentralzone und Sandsteinzone deutlich vermittelt; man kann sagen, daß die kleinen Karpathen schon in den Gneisen der Hundsheimer Berge bei Hainburg a. Donau ihren Anfang nehmen, und daß die oberjurassischen Berge zwischen Nikolsburg und Ernstbrunn auch jene Lücke im Fortstreichen des Wiener Sandsteins überbrücken, welche als eine wirkliche Bresche in die Verbindungsstelle der beiden Gebirge gelegt ist, aber die auffallende Schwächung des Gebirgsgerüstes an jener Stelle bleibt doch eine wichtige Tatsache. Östlich dieser Einfallspforte des miocänen Meeres kommt die Sandsteinzone, bisher ein schmales Band, zu mächtiger Entfaltung und landschaftlicher Selbständigkeit, während die Kalkzone zusammenschrumpft und die Zentralzone sich in eine Bogenreihe von Zentralkernen auflöst. Die anfänglich geringe Höhe des Gebirges steigt nach Osten und kulminiert in der Tatra (2663 m), fällt rasch ab und gewinnt in den Ost- und Südkarpathen wieder Beträge von 2000 m. Die größten Höhen sind im allgemeinen an das Vorgebirge gebunden, aber die Wasserscheide liegt auf den in jüngerer Zeit aufgewölbten Rücken der Sandsteinzone.

Eine Gliederung der Karpathen auf geohistorischer Grundlage ergibt folgende Gruppen:

I. Die Sandsteinzone, welche als jüngeres Element alle Teile umspannt und zusammenschweißt, aus cretaceischen und tertiären Karpathensandsteinen besteht und außen von einem schmalen Saum neogener, salzführender Schichten begleitet wird.

II. Die Innenzonen, geologisch ältere Glieder, mit
   a) Der Klippenzone, welche kontinuierlich bis in die Ostkarpathen läuft.
   b) Den Kerngebirgen, isolierten Aufwölbungen von Graniten und kristallinen Schiefern, welche von mesozoischen Schichten umzogen und durch Tiefenregionen getrennt werden. Diese Zone reicht nur bis zum Hernád-Tal bei Kaschau. Ostwärts ist das ältere Gebirge versunken und unter Miocän und Anschwemmungen begraben.
   c) Dem inneren Gürtel, einer breiten Masse von Urgebirge, metamorphen Schiefern und paläozoischen Sedimenten, auf der die mesozoischen Kalke deckenförmig lagern.

III. Die Zone der Vulkangebirge am Innenrande.

In der Region zwischen Hernád-Linie und dem Quellgebiet der Theiß ist, wie erwähnt, das ältere Gebirge bis auf den Kranz der Klippen verschwunden; die Andesitmassen brechen unmittelbar am Innenrande der Sandstein- resp. Klippenzone hervor. In den südöstlichen Karpathen tritt das ältere Gebirge nicht in Kernen, sondern als zusammenhängende Masse heraus, welcher die Klippenzone unmittelbar

angeschmiegt ist, ohne durch ein Band alttertiärer Sandsteine abgetrennt zu sein wie im Westen. Hier kommen also nur 3 Elemente in Betracht: Die Sandsteinzone, das ältere Gebirge, die vulkanischen Massen der Innenseite.

Das Urgebirge der West- und Zentralkarpathen und die paläozoischen Bildungen (II. Abschnitt) werden kurz und mit Reserve besprochen, weil die Forschungen über die archäischen Massen noch keinen Abschluß gefunden haben. Interessant sind die Granitinjektionen im Gneis der Mala Magura. Marines Carbon mit Fossilien ist seit Suess von Dobschau bekannt, Carbon scheint überhaupt eine weitere Verbreitung zu haben, ist aber versteinerungsleer oder -arm und verändert (leicht metamorphe Konglomerate, glänzende Schiefer). Die sogen. erzführende Serie ist eine von Intrusivgesteinen durchsetzte metamorphe Schichtengruppe unbestimmten paläozoischen Alters (Hauer hielt sie für devonisch) und ebensowenig läßt sich den metamorphen Quarziten, Schiefern und kristallinen Kalken ein bestimmter Platz anweisen.

In den Ost- und Südkarpathen im weiteren Sinne bildet Gneis, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer das echte Grundgebirge. Diskordant und transgredierend tritt ein mächtiger Verband metamorpher, aber zweifellos ursprünglich klastischer Gesteine darüber auf, der durch starke Entwicklung der kristallinen Kalke und der Grünschiefer ausgezeichnet ist. Die sogen. Schelea-Gruppe der Südkarpathen, mit Quarzkonglomeraten, dunklen Sandsteinen, Graphitschiefern, Anthraciten und Sericitschiefern deutete Mrazec als carbonisch. Carbonische und metamorphe Gesteine sind hier, wie meistens in den Karpathen, eng verbunden. Dagegen beginnt mit den Quarzsandsteinen und Konglomeraten, die als permisch gedeutet werden, die jüngere Serie der mesozoischen Sedimente, und zwar trifft man in den West- und Zentralkarpathen keine Lücke bis zur Basis der oberen Kreide, während in den Ostkarpathen wiederholte Denudationsperioden eingreifen. Die Sedimente sind aber in westlichen und zentralen Karpathen nach verschiedenen Fazies entwickelt, welche als subtatrische im Bereich der Kerngebirge, als Klippenzone und als innertatrische Fazies dem ostkarpathischen Faziesgebiet gegenüberstehen. Eine hochtatrische Fazies bildet nur kleine Enklaven innerhalb der subtatrischen.

Die subtatrische Entwicklung. Unter den Werfener Schichten lagert ein System von Grundquarzit, das lokal mit Grundkonglomeraten beginnt und durch rote Schiefer und Sandsteine in die Werfener übergeht. Es wird wegen dieser Beziehung und nach Analogie mit den Ostalpen zum Perm gerechnet, obwohl beweisende Fossilien fehlen. Die Grundquarzite tragen die Merkmale eines Abrasionssediments und gehen in größerer Entfernung von den Kernen in feinere terrigene Sedimente über, mit denen sich auch submarine Ergüsse von Melaphyr und Diabasporphyrit verbinden. Es leuchtet nicht recht ein, warum bei dieser Auffassung für die Konglomerate eine Entstehung auf dem Lande oder in Wüsten konzediert wird.

Die Werfener Schichten wurden zuerst bei Schemnitz nach Leitfossilien festgestellt, später aber auch in der äußeren Reihe der Kerngebirge bei Zakopane, wo der charakteristische Habitus verschwunden und die Mächtigkeit auffallend reduziert ist. Über den Werfener Schichten folgt eine bis 300 m mächtige Kalk- und Dolomitmasse, deren unterer Teil zweifellos Muschelkalk ist, während der obere Teil in den Keuper eingreift und oftmals durch einen Sandstein mit *Equisetites arenaceus* und *Halobia Haueri* (den schon Stur mit dem Lunzer Sandstein verglich) von den tieferen Lagen abgetrennt ist. Die ca. 100 m mächtige Folge von roten Schiefern und Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten, welche das oberste Glied der subtatrischen Trias ausmacht, wird daher dem bunten Keuper Deutschlands zu parallelisieren sein. Über ihnen liegen Kössener Schichten mit *T. gregaria* und *Lithodendron*-Kalken.

Der Lias tritt eigentlich nur in der Tatra in der Fazies der typischen Grestener Schichten (mit Landflora) auf; an anderen Orten sind Gryphäen, Cardinien, Crinoidenglieder häufig gefunden, selbst Crinoidenkalke festgestellt. Alle höheren Liasstufen, überhaupt alle Sedimente bis zum Neocom sind als radiolarienreiche Fleckenkalke und Mergel entwickelt, in denen man nur mühsam nach abweichenden Einlagerungen (Hornsteinkalk, Aptychenkalk, Tithonkalk) gewisse Stufen unterscheiden kann. Die Neocommergel, welche im Chocsgebiete Wernsdorfer Fossilien wie *Desmoceras liptaviense* lieferten, gehen nach oben in den charakteristischen Chocsdolomit und Karpathendolomit über, der stark an die Triasdolomite anderer Gegenden erinnert, aber nachweislich Aptien und Albien vertritt.

Die Enklaven von hochtatrischer Entwicklung (Tatra, niedere Tatra, Kleine Karpathen, Inovecz- und Tribecz-Gebirge, Mincsow) zeichnen sich aus durch Reduktion oder gänzliches Fehlen der Trias und durch die einförmig kalkige Entwicklung des ganzen Jura, wenigstens in der Tatra. In anderen Enklaven verbinden sich mit den Kalken eigentümliche Schiefer (Glanzschiefer), die in den Kleinen Karpathen sogar als paläozoisch angesehen wurden. Im allgemeinen sind die hochtatrischen Kalke in geringerer Tiefe, in der Nähe der insularen Kerne entstanden, als die radiolarienreichen subtatrischen Mergel.

Die Ablagerungen der Klippenzone. Bis zu den Gesteinen des mittleren Doggers haben die Ablagerungen der Klippen vorwiegend subtatrischen Habitus (bunte Keuper, Kössener Schichten, Lias und unterer Dogger, letztere allerdings versteinerungsreicher). Der dunkle Hornsteinkalk des Muschelkalks von Becko weicht schon beträchtlich ab und ganz isoliert ist der karnische Kalk des Waag-Tales. Am bekanntesten wurden die Eigentümlichkeiten der aus mittlerem und oberen Dogger und Malm aufgebauten Klippen. Neben die versteinerungsreichen Kalke, welche an eine Zusammenschwemmung leerer Gehäuse denken lassen, tritt die Hornsteinkalkfazies, von Neumayr als subkarpathisch bezeichnet, welche sich der subtatrischen nähert. Beide Fazies wechseln in geringem Abstande. Da in den Klippen am Außenrande der Sandsteinzone nur Tithon und Neocom auftauchen, kann man wohl annehmen, daß wir in der Klippenzone

schon nahe dem Strande des alten mesozoischen Meeres der inneren Karparthen uns befinden.

Die innerkarpathische Region bedarf noch genauerer Durchforschung, doch läßt sich schon jetzt feststellen, daß hier die ostalpine Trias in typischer Entwicklung wieder auftritt. Insbesondere gilt das für den Keuper. Das Jurasystem spielt eine geringe Rolle.

Das ostkarpathische Gebiet ist zunächst durch das Auftreten eines Verrucanodolomits über den Abrasionssedimenten, die als Verrucano bezeichnet werden, gekennzeichnet. Obwohl Versteinerungen fehlen, dürfte an der Parallelisierung mit dem *Bellerophon*-Kalk kaum zu zweifeln sein. Darüber liegen Werfener Schichten (mit *Natiria costata, Turbo rectecostatus*), welchen sehr auffallende Radiolarienkiesel in Bänkchen eingelagert sind. Diese Jaspisschichten scheinen noch in weit höherem Horizonte fortzusetzen. Am eigenartigsten ist die Aufteilung der oberen Trias in einzelne, isolierte Kalkvorkommen, welche oft nur wenige Meter messen. Teils sind es kleine heteropische Einlagerungen in schwärzlichen Schiefern, Miniaturriffe, teils echte Klippen, welche von Geröllen ummantelt sind oder als Blöcke im Konglomerat und Ton des Neocoms stecken. Ob auch diese als Miniaturriffe angelegt waren oder Reste einer zerstückelten Decke sind, ist allerdings schwer zu entscheiden. Aber der größte Teil scheint in der Tat sich sporadisch als kleine Kalklinse oder Riff in den vorwiegend schieferigen und sandigen Gesteinen der ostkarpathischen Trias entwickelt zu haben. Es wird hingewiesen auf die hercynischen Kalklinsen Deutschlands und auf die Cipitkalke Südtirols.

Die erste sichere Unterbrechung der Sedimentation fällt in den Beginn des Lias, eine Denudationsperiode von nur kurzer geologischer Dauer, aber doch recht tiefer Wirkung. Die Sedimente des von SO. her wieder eindringenden unterliassischen Meeres sind bis auf kleine Schollen völlig zerstört. Diese starken Oszillationen wiederholen sich mehrmals bis zum Malm und in diesem Wechsel von Einflutungen des Meeres und Abtragung ist das eigenartige Bild entstanden, welches wir von der Verteilung und Aufeinanderfolge dieser Sedimente jetzt gewinnen. In Valea sacca Knollenkalk des unteren Lias auf triadischen Jaspisschichten, nordwestlich von Pojorita Gesteine voll *Posidonia alpina* auf Triaskalk, im Burzenland brauner Jura auf kristallinen Schiefern; in den Südkarpathen scheint sich die Ablagerung aus dem braunen Jura ununterbrochen in den weißen Jura und in das Tithon fortzusetzen, in den Ostkarpathen scheidet eine negative Phase Dogger und Malm, welch letzterer hier innig mit dem Neocom verbunden erscheint. Es zeigt sich nunmehr, daß der von Mojsisovics hervorgehobene Gegensatz zwischen der kontinuierlichen mesozoischen Schichtenfolge in Bosnien-Herzegowina einerseits und den unterbrochenen Ablagerungen in den östlich angrenzenden Gebieten Südungarns, Serbiens und des Rhodope-Gebirges anderseits sich über viel größere Gebiete erstreckt, und auch die Ost- und Südkarpathen sowie der gesamte Balkan und, wie Diener betont, auch die Zentralalpen zu der zeitweilig kontinentalen

Region der unterbrochenen Schichtenfolge gehören. Man spricht dabei besser nicht von einem Festland, sondern von einer Region, die mehrfachem Wechsel von Meeresbedeckung und Trockenlegung unterworfen war, mit dem Maximum der ersteren zur Tithon- und Neocomzeit.

Der innere Gürtel gehört seiner ganzen Ausdehnung nach zur ungarischen Monarchie, wird aber doch in kurzen Zügen charakterisiert, da für die richtige Auffassung des Baues der Karpathen seine geologischen Eigentümlichkeiten sehr wichtig sind. Man vermißt in diesem Kapitel eine topographische Karte; auf der tektonischen, an sich vorzüglichen Übersichtskarte der Karpathen sind die topographischen Details mit Recht fortgelassen, und so muß der Landesfremde sich etwas mühsam durch die Fülle der Ortsangaben hindurcharbeiten. Das bedeutendste Resultat der bisher geleisteten Untersuchungen ist, daß im inneren Gürtel ein Stück variskischen Gebirges zum Vorschein kommt, auf dessen abradierten steilen Falten die mesozoische Formationsreihe als flaches, von späteren Faltungen unberührtes Deckgebirge aufruht. Das Permsystem fehlt und die Trias bekundet einen transgressiven Charakter, indem in der südlichen Kalkzone das Profil nur im Süden vollständig ist, am Nordrande aber Denudationsreste von höherem Triaskalk horizontal auf den Schichtköpfen der alten Gesteine liegen. Werfener Schiefer sind hier nicht zur Ablagerung gekommen.

Auch das Bükk-Gebirge und die kleineren Inseln, welche dem Innenrande vorliegen, schließen sich hier an; die Fortsetzung des jetzt isolierten Bükk-Gebirges treffen wir im ungarischen Mittelgebirge, in welchem flach gelagerte, von Sprüngen durchsetzte Schollen den geologischen Charakter bestimmen. Die stratigraphische Deutung der mesozoischen Kalkdecke des Bükk-Gebirges (ob Trias oder Jura) bedarf noch der Klärung; im gefalteten Untergrunde ist durch die von Böckh entdeckten Produkte der Nachweis des Carbons gelungen. In die Niederung zwischen Bükk- und Zips-Gömörer Erzgebirge ist nicht nur das Eocänmeer eingedrungen, sondern auch obercretaceische Sedimente mit *Actaeonella* sind bei Tapolcsány nachgewiesen. Die große Masse dieser Sedimente ist allerdings wieder vernichtet oder durch obermiocäne Auflagerungen verschüttet.

Die sogen. Hernádlinie, welche zunächst als Querstörung erscheint, wenn man sie in ihrem Verhältnis zu dem großen Bogen der Gesamtkarpathen ins Auge faßt, bedeutet wohl richtiger einen peripherischen Randbruch, der nach Südwest und West umschwenkend an der Innenseite des Bükk-Gebirges her zum ungarischen Mittelgebirge streicht. Dann ist die Zempliner Insel nur eine kleine abgesprengte Scholle, und der Gebirgstypus der westlichen und zentralen Karpathen geht an dieser Linie zu Ende, um einer neuen Gebirgsgestaltung, die zum Typus der Ostkarpathen hinüberführt, Platz zu machen.

Der V. Abschnitt resumiert die schon in früheren Werken niedergelegten Beobachtungen des Verf.[1] über den Gebirgsbau der Tatra.

---

[1] Uhlig, Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien. 64. u. 68.

Die Tatra erhebt sich als Horst aus der sie umrahmenden Tertiärlandschaft, trägt aber in sich alle Merkmale eines intensiv gefalteten und durch Faltung gehobenen Gebirges. Die Falten ordnen sich in 4 Zonen, welche von Süden nach Norden an Höhe und Intensität abnehmen, nach Süden überliegen und z. T. als Isoklinalen, z. T. infolge Unterdrückung der liegenden Schenkel als Schuppen sich darstellen. Das auf die südliche Region der Tatra beschränkte Urgebirge ist der bloßgelegte Kern der ersten, größten Falte. Die zweite Welle hat zwar noch Urgebirge, aber nur in beschränktem Umfange, heraufgebracht, ist auch nicht überall nachweisbar. Die dritte Falte enthält im Kern nur noch untere Trias, lokal auch Perm, die vierte, nördlichste, nur obere Trias. Die Faltung tönt gegen die umliegenden Niederungen aus, wie man an der Insel am Rauschenbach und den kleinen Schollen am Südfuß der Tatra feststellen kann; die intensivste Faltung ist an die Umgebung des Zentralkerns geknüpft.

Die weiten, wenig gefalteten Niederungen zwischen Hoher und Niederer Tatra und Klippenbogen wurden im Mitteleocän dem Meer zugänglich. Unter der Last der neugebildeten Sedimente begannen die tektonisch angelegten Tiefenregionen zu sinken, am Nordrande der Tatra in breiter Zone und im Zusammenhang, im Süden sowohl der Tatra wie des Klippenbogens an Randbrüchen und zahlreichen kleineren Spalten.

Im großen und ganzen sind die in Abschnitt VI. und VII. beschriebenen Kerngebirge von der gleichen Tektonik beherrscht. Wir müssen auf eine detailierte Wiedergabe der mit vielen interessanten Einzelheiten belebten Schilderung hier verzichten, um uns etwas eingehender mit dem VIII. Abschnitt, welcher von der Klippenzone handelt, zu beschäftigen. Ich bin nicht sicher, ob Verf. an gewissen prinzipiellen Auffassungen noch festhält, die Darstellung bleibt immer von Wert für alle, die sich der neueren Bewegung nicht widerstandslos überliefern, sondern auch das von anderer Seite vorgebrachte Material kennen lernen wollen. „Anhänger der Deckschollentheorie werden in den Karpathen wenig Befriedigung finden," heißt es im Beginn der Erörterungen und „die karpathischen Klippen haben mit Deckschollen nichts zu tun".

Den Verlauf der Klippen führt man sich am besten an der Hand der tektonischen Karte Uhlig's vor Augen. Ihre scharfe Unterscheidung von der Klippenhülle geht auf Beyrich zurück, er deutete in seiner bekannten Schrift an, daß sie durch vulkanische Kräfte bedingte Aufbrüche seien, und hat auch in späteren Jahren, wie ich aus Gesprächen mich entsinne, an dieser Idee festgehalten. Die spätere Auffassung Paul's, daß es sich um eine Antiklinale des Karpathensandsteins handle, wurde von Neumayr weiter ausgebaut; er betonte die harte, spröde Beschaffenheit der Klippenkalke und meinte, daß sie Trümmer eines bei der Auffaltung zersprengten Gewölbes seien, die in die jüngeren und weicheren Gesteine während der Faltung hineingepreßt und oft ganz isoliert wurden. Die Diskordanz zwischen Klippen und Klippenhülle war für ihn eine tektonisch bedingte, während Stache zwar die Klippenzone auch auf eine Faltung zurückführte, aber annahm, daß die Spitzen des denudierten Faltungsbogens in

dem späteren Meere Inseln und echte Klippen gebildet hätten und von Strandschutt ummantelt wurden.

Auch Uhlig ist der Ansicht und belegt sie mit vielen Beispielen, daß die Klippenzone keine Flyschfalte ist, bei welcher die harten Gesteine der Tiefe die weicheren „durchspießten", sondern ein Faltungsbogen, dessen erste Erhebung der Ablagerung des obercretaceisch-alttertiären Flyschs vorausging. Echte Strandkonglomerate, deren Vorhandensein Neumayr in Abrede stellte, bilden einen regelmäßigen Bestandteil der Klippenhülle, und in ihrer Verteilung erkennt man einen gesetzmäßigen Plan.

„Die Klippenzone zeigt ihre eigene Tektonik, sie verschmilzt sozusagen im Waag-Tale mit den Faltungen der Kerngebirge, in ihrem Streichen erhebt sich das alte Gebirge der Ostkarpathen, und so kann sie ebensowenig als „Flyschfalte" aufgefaßt werden wie diese Gebirge. An der Arvaer Sigmoide erweist es sich, daß sie dieselbe Bewegung wie das Klein-Kriván-Gebirge in voreocäner Zeit mitgemacht hat. In den Pieninen befindet sich an der Außenseite der Klippenzone gefalteter, an der Innenseite flachlagernder, umgefalteter Flysch wie in den Kesseln zwischen den Kerngebirgen. Unmöglich können die Konglomeratmassen im Flysch der Klippenzone etwas anderes sein als gerollte Fragmente des Klippengebirges". „Alle diese Tatsachen verbürgen die Zugehörigkeit der Klippenzone zum älteren Karpathen-Gebirge".

Gegen die Deckschollen der Überschiebungstheorie können z. T. dieselben Gründe geltend gemacht werden. Die ostkarpathische Masse, welche genau im Streichen der Klippenzone auftaucht und wie diese von Oberkreide und Eocän umsäumt ist, kann nur als eine Fortsetzung der Klippenzone betrachtet werden. Sie ist nichts anderes als eine Klippe von großen Dimensionen, die am Außenrande von zahlreichen kleineren Klippen begleitet wird. Sind nun die Klippen „wurzellose", im Flysch schwimmende Massen, so müßten es auch die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen sein. Diese sind aber nicht nur umrahmt von Oberkreide und Eocän, sondern diese liegen in größeren Decken und kleinen Denudationsresten an vielen Stellen dem kristallinen Gebirge auf. Auch der Jurakalk tritt in mächtigen Wänden unter der Kreidedecke heraus und die gewaltige Anhäufung von Geröllen in der Nachbarschaft der Jurakalke im Flysch läßt klar hervortreten, daß die Erhebung dieser mesozoischen Kalke dem Flyschabsatz voranging.

In den Pieninen hätte die Überschiebung nur von Süden kommen können, denn in der Sandsteinzone ist nirgends Trias, Lias und Dogger entwickelt und selbst das am Nordrande vorhandene Tithon und Neocom zeigt eine andere Fazies. Die Überschiebung hätte nach Absatz des Alttertiärs erfolgen müssen, welches noch heute die Kerngebirge umgibt, aus dem Abfall derselben erbaut ist, und in flachen Schichten sich zwischen Kerngebirgen und Klippenzone ausbreitet. Die Klippengesteine können auch von keinem anderen Teile der Karpathen hergeleitet werden, sie sind der Klippenzone eigen und hier heimatsberechtigt. Der alte Faltungsbogen, der vom Meer der oberen Kreide und des Eocäns umbrandet, zerrissen

und umflossen wurde, ist durch die Senkung der zwischen ihm und den Kerngebirgen liegenden Austönungszone in noch schärferem Gegensatz zu dieser gebracht, zugleich aber durch die neugebildeten Bruchlinien gleichsam nachgezogen, so daß die alte Bogenform auch in der Folge der jetzt noch sichtbaren Trümmer sich ausprägt.

Das alte Gebirge der Ostkarpathen wird im IX. Abschnitt besprochen und zunächst der Gegensatz zwischen dem präpermischen Schiefergebirge und den permisch-mesozoischen Bildungen festgestellt. Die permisch-mesozoische Folge ist im Inneren nur in Resten erhalten, am Außenrande aber in großer Ausdehnung und zwar in Form einer Mulde, die von der Flyschregion nochmals durch eine Randzone von kristallinen Schiefern getrennt wird. Dann legt sich entweder diskordant die obere Kreide an oder es schalten sich noch Züge von neocomen kalkigen Karpathensandstein ein. Daß die mesozoische Serie nicht vollständig ist, wurde schon oben besprochen; Ingressionen und Regressionen des Meeres haben sich des öfteren ereignet, und damit geht Hand in Hand eine komplizierte Denudation und Klippenbildung. In der Bukowina wurden Triasblöcke und Klippen zuerst in Gesteine des braunen Jura eingehüllt, später in die klastische Tithon- und Neocomserie; noch später wurden tithonische und neocome coralligene Kalke in die Blockbildungen der Oberkreide aufgenommen. Daneben sind dann noch jene kleinen Riffe vorhanden, die sich primär inmitten schieferiger Umgebung gebildet haben.

Eine obercretaceische und eine eocäne Zone umgeben das alte Gebirge und verleihen ihm den Charakter einer Insel. Oberkreide transgrediert über große Teile des Grundgebirges, zerteilt es in kleinere Inseln, greift in die große Randmulde und verwandelt die mesozoischen Kalkzüge in einen Kranz von kleinen und größeren Klippen. Eigenartig ist das Verhalten des Neocoms am Außenrande, wo es als kalkiger Sandstein entwickelt häufig ein gegen das alte Gebirge gerichtetes Einfallen zeigt und in mannigfaltige Sekundärfalten gelegt erscheint. Seine Fazies ist stark abweichend von den Riffkalken am Innenflügel der Mulde und deutet auf Absatz in tieferem Wasser. Daraus folgert Uhlig, daß hier am Ostrande die Geosynklinale schon so früh sich vertiefte, daß das neocome Meer sich hierher ziehen konnte. Die Barre, welche diesen Arm von dem Ablagerungsraum des Riffkalks trennte, scheint gegen Süden zu verschwinden, denn dort treten beide Facies nebeneinander und in Wechselverband. Der neocome Karpathensandstein hat die vorcenomane Faltung mitgemacht und wird transgressiv vom obercretaceischen bedeckt.

Die Sandsteinzone (X. Abschnitt) ist in ihrer kontinuierlichen Verbreitung und gleichförmigen Ausbildung das verbindende Band, das sich um die Einzelteile der Karpathen legt. Die Flyschfazies mit ihren Fucoiden, Hieroglyphen, dem Bitumen und dem gelegentlichen Salzgehalt ist schon oft besprochen und auch bei Uhlig finden wir ein klares Resumé über die Deutung. Er unterscheidet im Karpathensandstein drei, durch Diskordanzen getrennte Ablagerungsreihen: die erste umfaßt die Schichten von Tithon bis zur oberen Grenze des Godula-Sandsteins (untere Teschener

Schichten, Teschener Kalke = Berrias, obere Teschener Schichten = Valanginien, Grodischter Schichten = Hauterivien, Wernsdorfer Schichten = Barremien, Ellgother Schichten = Aptien, Godula-Sandstein = Gault), die zweite die Oberkreide (senone Isteber und Friedecker Schichten, Bakulitenmergel, Ropiankaschichten, alle von nordeuropäischem Gepräge, wie schon Beyrich nachwies), die dritte das Alttertiär. Dazu tritt am Nordsaume noch das Jungtertiär.

Von Bedeutung sind die kleinen Schollen älterer Gesteine am Außenrande, wie der Granit von Bugaj (Westgalizien), der Grünschiefer von Krasna in der Bukowina. Man wird unter dem Karpathensandstein teilweis alte Gesteine zu erwarten haben. Das Meer überschritt im allgemeinen erst im Tithon und Neocom die Grenzen der inneren Karpathen, und nirgends kommen am Außenrande der Sandsteinzone Spuren älterer mesozoischer oder permischer Bildungen zum Vorschein.

Hiermit kann nun auch die Verbreitung der exotischen Blöcke in Verbindung gebracht werden. Sie sind in zwei Zonen ausgestreut, einer inneren am Rande der älteren mesozoischen Gebirge und einer äußeren am Außenrande der Sandsteinzone. Nur in der letzteren sind Gesteine außerkarpathischer Herkunft häufig, im westlichen Gebiet besonders sudetische, im östlichen eigentümliche grüne, chloritische Felsarten. Jene sind die Fragmente, welche die Brandung am sudetischen Ufer des alten Flyschmeers losgearbeitet hat, diese, von größerer Einförmigkeit, lassen sich mit einem von Tietze und anderen österreichischen Geologen vermuteten Uferwall in Verbindung bringen, der, ähnlich dem vindelizischen Gebirge, zwei Meeresprovinzen voneinander schied, das cretacische Meer Podoliens und die karpathische Geosynklinale. Nach Huber könnte man diesen Wall vielleicht bis in die Dobrudscha verfolgen; er fiel den Senkungsvorgängen und der Denudation zum Opfer, welche die Geosynklinale für das subkarpathische Miocänmeer vorbereiteten. Bei dieser Gelegenheit wird auch kurz die geologische Struktur der podolischen Platte besprochen und ihre Senkungen, welche vielleicht mit der Ausbildung der Geosynklinale des Karpathensandsteins in Zusammenhang zu bringen sind. Die Sandsteinzone erhält gerade dort ihre größte Breite, wo bei Przemysl die volhynische Senkung mit der subpodolischen zusammentrifft.

In dem Abschnitt über die mährischen Klippen interessiert besonders die eingehende Darstellung von Stramberg. Der Riffkalk (Obertithon) wird als eine Fazies der unteren Teschener Schichten (Berriasien) aufgefaßt, die ihn zwar überlagern, aber auch seitlich in ihn hineindringen, ähnlich wie die Wengener-Cassianer Schichten sich mit den Schlernkalken verzahnen. Es haben sich Miniaturriffe gebildet, die ja auch in anderen Formationen nachweisbar sind und welche bei der Denudation aus ihrer schieferigen Hülle herauspräpariert wurden. Im senonen Meer erhoben sich diese Kalke als echte Inseln und Klippen und erhielten ihre Senonhülle, welche häufig ausgezeichnet konglomeratisch ist. Die Stramberger Klippen verbinden in ihrem Aufbau aus Tithonkalk, unteren Teschener und oberen Teschener Schichten jene Klippenformen, in denen ausschließlich die Kalke

des Jura und Tithon von senonen und alttertiären Hüllen umgeben sind, mit jenen, die als Inseln aus Unter- und Mittelkreide von Senon und Eocän umgeben sind. Die Ablagerungen vom Tithon bis zum Gault gehören zu derselben Bildungsreihe und sind zu einheitlichen Erhebungszügen vor Absatz des Senons aufgestaut. Sie finden ihr Gegenstück in den Erhebungszügen tithonischer und neocomer Gesteine, welche Schlesien und das nordöstliche Mähren in karpathischer Richtung durchziehen. Ihre Erhebung ist in vorsenoner Zeit geschehen; mit den Molasseantiklinen kann man die Klippenzüge nicht vergleichen.

Die schlesische Kreideinsel der Beskiden gleicht im ganzen einer einseitig gehobenen Scholle von Gesteinen der unteren und mittleren Kreide, ist aber durch sekundäre Längsbrüche in viele parallele und gebogene Streifen zerlegt, welche weitere Querverschiebungen erlitten haben und an zahllosen Stellen von Intrusionen von Teschenit oder Pikrit durchzogen werden. Überschiebungen der einzelnen Streifen und Schuppenstruktur beherrschen den Bau, auch in den kleineren, abgetrennten Inseln.

Nach Osten hin verschmälert sich die schlesische Kreideinsel und verliert westlich von Wadowice den Charakter eines geschlossenen Gebirgszugs. Im Hauptgebiete Westgaliziens übernehmen Grodischter und Wernsdorfer Schichten und das Aptien die Vertretung der Unterkreide, zu zwei subkarpathischen Zonen angeordnet. An die nördliche Zone, in welcher die Aufbrüche geschlossener, oft mehrere Kilometer lang sind, aber doch auch vielfach durch Oberkreide und Alttertiär in einzelne Inseln zerlegt werden, schließt sich von Tarnow an noch der Helm-Czarnozeki-Zug an, der wesentlich dem Alttertiär angehört, aber nach neueren Funden jedenfalls auch Aptien einschließt. Je weiter nach Osten, um so stärker überwiegt das Alttertiär in der Sandsteinzone, und die Tektonik, welche z. B. im südlichen Neocomzug in Rzegocnia zahlreiche Einfaltungen oder Schuppen der unteren Kreide erkennen läßt, wird einfacher und äußert sich gelegentlich in einfachen, breiten Wellen. Mit der Ausbildung der südöstlichen Streichrichtung kommen die Schuppen wieder zur Geltung.

Das subkarpathische Miocän ist besonders durch die Salzwerke von Wieliczka und Bochnia und die verlassene Schwefelgrube von Swoszowice in seiner inneren Tektonik bekannt. Die Störungen des Salzlagers von Wieliczka werden auf posthume Bewegungen der unterlagernden, durch Wechselflächen getrennten Schollen des Karpathensandsteins zurückgeführt. In der 2. Mediterranstufe drang das Meer tief in die gefaltete Sandsteinzone ein; seine Ablagerungen zeigen am Nordrand selbst intensive Störungen, liegen aber im südlichen Teil stets ungefaltet und diskordant auf dem oligocänen Sandstein. Die miocäne Faltung ließ also den inneren Teil der Sandsteinzone völlig unberührt.

In Ostgalizien übertreffen ebenfalls die alttertiären Karpathensandsteine die cretaceischen an Verbreitung bedeutend. Die von Paul der Mittel- und Oberkreide zugerechneten Jamnaschichten gehen kontinuierlich in die tertiären Hieroglyphenschichten über; schon die Tatsache der überall in der Nachbarschaft nachweislichen Transgressionen der oberen Kreide

und des Alttertiärs läßt hieraus folgern, daß der zusammenhängende Schichtenkomplex nur tertiär sein kann. Es fehlt auch nicht an paläontologischen Beweisen (Vorkommen an Nummuliten), die zwar nur lokal gemacht sind, aber des Gesamtverbandes wegen Gültigkeit für weitere Regionen bekommen. Die miocäne Salztonformation ist besonders in der Nähe des Alttertiärs gefaltet und von Flysch überstürzt. Dies ist noch ausgeprägter in der Bukowina und Moldau. Südlich vom Trotus nehmen nicht nur die sarmatischen, sondern auch die mäotischen und selbst die pontischen Schichten an der Faltung teil. Sie treffen hier zusammen mit den letzten vulkanischen Paroxysmen.

An der Dambovita erreichen die Flyschfalten ihr Ende. Flysch, Miocän und Pliocän treten von hier ab nur in sanftwelliger Lagerung auf, als Klippenhüllen des alten Gebirges.

Der XI. Abschnitt beschäftigt sich mit den vulkanischen Massen, unter denen die neovulkanischen natürlich im Vordergrunde stehen. Die Einteilung, die wir allein noch geben wollen, unterscheidet einen mittelungarischen Vulkanenkranz, einen ostungarischen Vulkanenkranz und als kleinere Einheiten die westsiebenbürgischen Eruptionen, die Banater Spalte und die peripherischen Eruptionen (Banow in Mähren, Rzegocnia und Szczawnia in Galizien). Der mittelungarische Vulkanenkranz umfaßt die Schemnitzer, die Vissegrader Gruppe, Cserhat, Matra und das Eperjes-Tokajer-Gebirge, die ostkarpathische Vulkanenzone, welche dem Streichen der Ostkarpathen an der Innenseite folgt, das Vihorlat-Gutin-Gebirge, die Eruptionen der Trojaga- und der Rodnaer-Alpen und den Caliman-Hargitta-Zug. Über die Eruptionsfolgen und Spaltungsvorgänge werden wir in kurzen, aber genauen Ausführungen unterrichtet, obwohl das Vulkanengebiet schon zum größten Teil ungarisch ist.

Werden alle die Einzelheiten, welche in raschem Wechsel und fast erdrückender Fülle an uns vorübergeführt sind, zusammengezogen, so ergibt sich etwa das folgende Resümee:

Die geologische Entwicklungsgeschichte der Karpathen ist eine komplizierte und weist wichtige Abweichungen von einem seit Jahrzehnten für die Entstehung der Kettengebirge geltenden Dogma auf.

Fünf Faltungsphasen haben bei der Bildung des als Karpathen bezeichneten Gebirgssystems zusammengewirkt, und ständig wandert der Sitz der Faltung weiter nach Norden.

In dem sogen. „inneren Gürtel“ sind die carbonischen und präcarbonischen Felsarten gefaltet, während das mesozoische Deckgebirge keinen Zusammenschub erfahren hat. Vielleicht werden noch ältere Faltungsphasen einmal nachweisbar, vorläufig ist es nicht möglich, da sich nur noch das Carbon vermöge seiner Fossilführung geologisch festlegen läßt und die älteren metamorphosierten Sedimente ungegliedert bleiben müssen.

Es taucht in diesem inneren Gürtel also ein Stück variskischen Gebirgslandes auf. Mit seiner Auffaltung ging Hand in Hand die Intrusion granitischer Massen, welche schon damals in hohe Lagen gelangten und wohl bald durch die Denudation aus ihrer Hülle geschält wurden.

Auf diesen inneren Gürtel folgen in zwei Reihen die sogen. Kerngebirge, individualisierte Erhebungen, die sich nur im großen auf zwei Reihen verteilen lassen, aber nicht etwa zu Ketten angeordnet sind. Sie bilden ein sehr interessantes Element des karpathischen Gebirgsbaues. In der inneren Reihe sind sie kuppelförmig und symmetrisch, in der nördlichen, äußeren Reihe einseitig gebaut. Sie besitzen einen präpermischen Kern und eine mesozoische Hülle, die — im Gegensatz zu dem sogen. „inneren Gürtel" — stark disloziert, gefaltet oder in Schuppen gelegt ist. Im „inneren Gürtel" kommt es nur zu einer flachen, schildförmigen Aufwölbung des Ganzen und zur Auslösung von Sprüngen.

Die Dislokationen verteilen sich auf die beiden Phasen vor Absatz der Oberkreide und nach Absatz der Oberkreide. Noch weiter nördlich macht sich die zweite Phase in der Aufdrängung des Bogens geltend, in dem die „Klippen" sich projizieren.

Zwischen den Kuppeln der Kerngebirge liegen sogen. Austönungszonen, in denen die mesozoischen Schichten annähernd ungestört liegen, vielfach kesselförmig gesunken sind.

Die Erklärung dieser Kerngebirge [deren Bedeutung auch in asiatischen Gebirgsländern immer mehr heraustritt. Ref.] hat große Schwierigkeiten, wenn man an der Theorie eines einseitig, von Süden her wirksamen Schubes festhält. Uhlig bevorzugt die Annahme eines allseitig tangentialen Druckes, die vom Standpunkt der Kontraktionshypothese erlaubt ist, und führt die Entstehung der Kerngebirge auf Druckdifferenzen zurück, die sich zwischen den denudierten Kernen und den durch Trias und untere Kreide belasteten subtatrischen Regionen einstellten, läßt aber auch die Möglichkeit offen, daß durch hypabyssische Ursachen, die mit der Natur der Granitkerne in Beziehung stehen [d. h. also wohl durch intrusive Schübe. Ref.], die schon durch das erstgenannte Moment bedingte Hebung der zentralen Teile verstärkt wurde. Die Annahme hypabyssischer Ursachen liegt nahe, weil in den Ostkarpathen die Kerngebirge und zugleich die mächtigen Granitstöcke fehlen.

Jedenfalls scheinen die Zentralkerne zuerst emporgepreßt und dadurch in gewisser Weise von ihrer Hülle isoliert zu sein. Diese wurde gespannt, gestreckt und schließlich zerrissen, vom hoch ansteigenden Zentralkern abgedrängt (abgestaut) und durch die Schwere in die Tiefe gezogen, wobei Synklinenbildung eintrat. Ihr schief nach außen gerichteter Druck beeinflußte wiederum das Aufsteigen der zweiten Antikline und gab ihr eine gegen den ersten Zentralkern gerichtete Bewegungstendenz.

Durch die Abstauung der mesozoischen Hülle wurden die Kerne bloßgelegt und bei den im verschiedenen Sinne nebeneinander wirksamen Bewegungen konnten jüngere Glieder der Hülle über die älteren hinweg an den Zentralkern gepreßt werden (Nordwestecke der Tatra). In den Ostkarpathen fehlen, wie erwähnt, die Kerngebirge und auch sonst lassen sich bedeutsame Verschiedenheiten aufführen. Sie sind im allgemeinen bei großer Gesamterhebung viel geringer gefaltet, am stärksten nahe dem Außenrande, in der abfallenden, dem stärksten Drucke ausgesetzten Randregion.

Am Schluß der Oligocänzeit beginnt die 4. Phase der Faltung, welcher jetzt die Sandsteinzone unterliegt (die Erhebung des Klippen- und Inselbogens der Sandsteinzone fällt schon in die 2. oder 3. Phase).

Während die Absätze des paläogenen Meeres außen zu einer großen, im einzelnen durch Faltung und Schuppen komplizierten Mulde zusammengedrängt werden, liegen die in das Innere des Gebirges eingedrungenen Teile dieser Sedimente flach. Die Faltungen der Geosynklinale brachen sich am Wall der Klippenzone, finden aber in der inneren Zone eine Ergänzung durch Brüche. In das Gefolge der am Südrande scharf akzentuierten, hier größtenteils mit den alten Randbrüchen zusammenfallenden Senkungslinien gehören auch die Eruptionen der miocänen Zeit.

Der Zusammenfaltung des Sandsteins entspricht die Einsenkung einer besonders im Osten breiten neuen Geosynklinale am Außenrande; das Karpathenmeer erfährt eine abermalige Verschiebung nach außen. Das Meer ist anfänglich flach (Salzbildung), später transgrediert es in Buchten der gefalteten Sandsteinzone. Es ist eine der wichtigsten Beobachtungen, daß beim Einsetzen der 5. Faltungsphase nur die in der Geosynklinale und zwar nur die nahe der Sandsteinzone gelegenen Absätze gefaltet wurden, während die transgredierenden Absätze im Innern der Sandsteinzone flache Lagerung bewahrt haben. Hierin liegt der Beweis, daß die miocäne Faltung, der man früher die Hauptauftürmung der gesamten Karpathen zuschrieb, nur in einem beschränkten Gebiete des Außenrandes wirksam war.

Senkungen im Innenrande und Eruptionen dauern noch längere Zeit fort. In der äußersten Südostecke der Karpathen sind selbst noch in pontischer und levantischer Zeit am Außenrande Faltungen, am Innenrande Eruptionen eingetreten.

Die Rolle des Vorlandes gegenüber den Faltungen der Karpathen entspricht nicht den Vorstellungen, die wir z. B. aus der Berührungszone zwischen Alpen und Schwarzwald gewonnen haben. Bei Weißkirchen liegt das sarmatische Tertiär flach auf sarmatischem Gestein und selbst der Flysch zeigt keine namhafte Anpressung an das Vorland. Die kräftigen Störungen bei Wieliczka und Bochnia sind aber weit vom Vorlande entfernt, d. h. die Faltungen sind von der Region der Geosynklinale abhängig, sind intensiv, wo diese breit und tief ist und sind verwischt, wo sie nur eine flache Furche bildet.

Für die Annahme eines von Süden kommenden Schubes spricht schließlich nur die Bogenform des Gebirges, aber doch auch nur bedingt, da die Kurve so stark gebogen ist, daß man für die einzelnen Teile sehr verschiedene Schubrichtungen, für die Südkarpathen Nordschub, für die Drehungsregion an der Donau sogar Westschub zulassen müßte. Annehmbar erscheint die Vorstellung des allseitig tangentialen Druckes, unter dessen Herrschaft die relativ plastische Geosynklinale der Sandsteinzone zwischen Vorland und gefaltetem, jetzt relativ starrem Hinterland zusammengedrückt wurde. **E. Koken.**

E. Zimmermann: Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. (Neue Landeskunde des Herzogtums Sachsen-Meiningen. 4. Heft. Hildburghausen 1902. 173 p.)

In allgemein verständlicher Weise wird in dieser dankenswerten Schrift nicht nur eine stratigraphische Übersicht der einzelnen Formationen mit ihren wichtigsten Leitfossilien und Eruptivgesteinen gegeben, sondern es wird besonders auch Wert gelegt auf die Schilderung der petrographischen Eigentümlichkeiten, der Verwendbarkeit der Gesteine und ihre agronomische Bedeutung, der hydrologischen Verhältnisse etc.

Nach einem Überblick über das wichtigste Kartenmaterial und die allgemeinsten topographisch-geologischen Verhältnisse wendet sich Verf. der sogen. archäischen Formation der Gegend von Liebenstein, Ruhla und Brotterode zu. Es ist hier von Interesse zu erfahren, daß die Untersuchungen R. Scheibe's das postculmische Alter der Granite wahrscheinlich gemacht haben. Den Hohlraum für die Intrusion derselben dürften zuvor die ursprünglich zusammenhängenden Glimmerschiefermassen von Thal—Ruhla—Schweina und Dreiherrnstein—Judenkopf geliefert haben. Kontaktmetamorphose findet sich dabei stellenweise. Die Granite und granitischen Gneise werden gegliedert in den porphyrartigen Hauptgranit um den Gerberstein, den flaserigen Augengneis von Steinbach mit seinem berühmten Flußspatgang, den Thaler und Liebensteiner Gneis.

Zu Eingang der Betrachtungen über das paläozoische Schiefergebirge macht Verf. auf das höchst instruktive Profil an der Bohlwand oberhalb Saalfeld aufmerksam und schildert dann die Grundlinien des tektonischen Gebirgsbaues. Man unterscheidet dabei als „Glieder höchster Ordnung": 1. den Phyllitsattel von Unterneubrunn nach Königsee, 2. die Teuschnitz-Ziegenrücker Culmmulde und 3. den sogen. ostthüringischen Hauptsattel, der am weitesten südöstlich gelegen ist. Im NO. und SW. werden diese Elemente von den Randspalten des Thüringer Waldes abgeschnitten. Von den Verwerfungen innerhalb desselben ist die Störungslinie Lobenstein—Lichtentanne—Probstzella—Gräfenthal und ihre dreifache Teilung in der Nähe dieses Ortes die bedeutendste. Es ist von Wichtigkeit, daß auf dieser SO.—NW. bis fast O.—W. gerichteten Störung bereits Rotliegend-Eruptivgesteine emporgedrungen sind.

Die ältesten paläozoischen Schichten zerfallen in der Darstellung der geologischen Aufnahme in eine liegende phyllitische, eine halbphyllitische und eine obere Stufe. Man ist sich dabei bewußt, daß zum mindesten die letztgenannte Abteilung mit *Phycodes circinnatum*[1] richtiger zum Untersilur zu stellen ist, würde sich dann aber vor der großen Schwierigkeit sehen, dieses tiefe Silur von dem eigentlichen Cambrium sicher abzugrenzen.

Im ältesten Cambrium treten äußerst kalkarme Phyllite, Quarzphyllite und Phyllitquarzite, z. B. bei Ernstthal, ferner Alaun- und Kieselschiefer,

[1] Ref. fand im vorigen Jahre in den Wetzschiefern des „Geheges" südl. Gräfenthal auch die ersten deutlichen, wenngleich nicht bestimmbaren Trilobitenreste, worüber demnächt berichtet werden soll.

sowie Porphyroide und Amphibolite als Einlagerungen auf. In der oberen Abteilung der Formation spielen Thonschiefer, die hier und da in Wetzschiefer übergehen, und Quarzite die Hauptrolle. Diese sind dadurch wichtig, daß sie stellenweise Roteisenstein sowie Gold führen, das sich auch in den Schottern der dem Quarzitgebiete entströmenden Bäche, z. B. der Schwarza, gefunden hat.

Das Silur schließt sich eng an das Cambrium an, und zwar vom Südwestrande des Gebirges bis in die Gegend von Saalfeld, wo es sich zusammen mit dem Devon in eigentümlicher NW.-Streichrichtung den mauerartig aufragenden aus cambrischem Materiale bestehenden Gartenkuppen nach NO. vorlagert. Bemerkenswert ist die geringe Mächtigkeit des Obersilurs im Vergleiche zum Untersilur.

In dieser Abteilung sind zwei Gesteine von hoher technischer Bedeutung, das sind die Eisenoolithe Thuringit und Chamoisit, die neuerdings wieder in großem Maßstabe bei Schmiedefeld abgebaut und in Unterwellenborn bei Saalfeld verhüttet werden und die Tonschiefer. Diese sind von ausgezeichnet gleichmäßigem Korn und deutlich nach zwei Richtungen abgesondert, woraus ihre Verwendung zu Griffeln sich herleitet. Die blühende Industrie der Gegend von Steinach, Hasenthal und Spechtsbrunn versorgt die gesamte Welt mit Griffeln. In der Paläontologie sind die Asaphidenreste aus diesem Horizonte bekannt.

Es folgen dann, als das „Mittelsilur" der Landesanstalt, die unteren Graptolithenschiefer und das Obersilur, bestehend aus Ockerkalk und oberen Graptolithenschiefern. Erstgenanntes Gestein ist häufig vollkommen in gelben Ocker zersetzt, der als Farberde gewonnen wird.

Das Devon wird nach der auf den geologischen Karten zum Ausdruck kommenden Auffassung beschrieben[1]. Im „thüringischen Unterdevon" sind Tentakulitenschiefer und Nereitenquarzite die wichtigsten Gesteine, an der Basis der Abteilung lagert der sogen. Tentakuliten-Knollenkalk [richtiger wohl Knotenschiefer. Ref.]. Fossilien finden sich hier und da, aber selten in guter Erhaltung. Dasselbe ist der Fall in der als Mitteldevon aufgefaßten Schichtgruppe, deren petrographischer Charakter sehr wechselnd ist. Braunwacken sind hier die Träger der Fossilien. Im Oberdevon [dessen paläontologische Gliederung noch aussteht Ref.] sind technisch wichtig die den Cypridinenschiefern eingelagerten Wetzschiefer sowie Knotenkalke, die als Trottoirplatten etc. Verwendung finden. Höher hinauf stellen sich Kalkknotenschiefer mit Clymenien und anderen Fossilien ein, sowie Quarzite und dunkle Tonschiefer als Vertreter des oberen Oberdevons.

Der nun folgende Culm zerfällt in zwei Abteilungen, deren Grenze aber wegen des Fehlens einer leicht kenntlichen Schicht schwer genau festzulegen ist. Das anderorts so wichtige Leitfossil *Posidonia Becheri*

[1] Ref. wird in kurzem die Resultate seiner eingehenden paläontologischen und geologischen Untersuchungen veröffentlichen, welche die stratigraphische Gliederung des Thüringer Devons im Sinne der bereits von E. Kayser (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 46. 1894. 827) als zutreffend vermuteten Auffassung beweisen sollen.

hat sich noch nirgends gefunden, dagegen zeichnen sich die liegendsten Schichten durch das Vorkommen fossilführender Phosphoritkonkretionen (s. hierüber Joh. Lehder, dies Jahrb. Beil.-Bd. XXII, 1906) sowie zahlreiche Pflanzenreste aus, die von verschiedenen Forschern schon beschrieben worden sind. Als Versteinerungsmittel tritt hier und da ein seltenes Silikat, der Gümbelit, auf. Technisch ist der Unterculm von höchster Bedeutung wegen des reichen Vorkommens von dunklen, dünn- und ebenspaltenden Tonschiefern, die in ausgedehntem Maßstabe als Dachschiefer abgebaut werden (Lehesten, Gräfenthal, im Loquitzthal etc.). Im Gegensatz zu dieser schiefrigen Unterstufe besteht der obere Culm zumeist aus Grauwacken, die u. a. *Archaeocalamites transitionis* führen.

Von paläovulkanischen Eruptivgesteinen finden sich im Silur und Devon Diabase, jedoch bei weitem nicht so häufig als in Ostthüringen. Das Obercarbon fehlt im Thüringer Walde, es ist die Zeit der Bildung der großen paläozoischen Faltengebirge sowie der Granitintrusionen.

Das Rotliegende setzt sich im Herzogtum Sachsen-Meiningen zusammen aus den Gehrener Schichten (mit Steinkohlenflötzen bei Neuhaus—Stockheim), der Goldlauterer Stufe (mit verschiedenen Konglomeraten, Kohlenflözen — bei Crock —, pflanzenführenden Schiefertonen, Sandsteinen etc.) und der zumeist aus Sandsteinen bestehenden Tambacher Stufe.

Unter den rotliegenden Eruptivgesteinen herrscht eine große Mannigfaltigkeit, so treten auf: Granit-, Quarz-, Felsit- und Orthoklasporphyr, dann Porphyrite, Kersantit und Melaphyr.

Die diskordante Auflagerung des Zechsteins auf gefaltetem älteren Paläozoicum ist an verschiedenen Stellen deutlich zu beobachten, so besonders gut am Bohlenberge oberhalb Saalfeld. Eine besonders interessante Erscheinung im thüringischen Zechsteine sind die von Bryozoen aufgebauten Riffe mit ihrer reichen Tierwelt. Im unteren Zechstein tritt ein $\frac{1}{2}$—1 m mächtiges Kupferschieferflöz auf, technisch wichtig sind Erzgänge, die Eisen, Kupfer und Kobalt liefern.

Eine Zusammenstellung wichtiger Bohrungen auf Steinsalz und Kali findet sich dann auf p. 403, wo das Nähere nachzusehen ist.

Es folgt nun gleichmäßig über dem Zechstein die Trias, die in muldenartiger Lagerung nördlich und östlich vom Thüringer Wald sich erstreckt, so daß man von SO. nach NW. wie von WSW. nach ONO. die drei Triasglieder von unten nach oben gegen das Muldentiefste zu durchwandert. Störungen in diesem Gebiete sind zahlreich vorhanden, u. a. die an der Finne bei Eckartsberga und Kamburg. Verf. schildert dann ausführlich die innerhalb Sachsen-Meiningen gelegenen Triasgebiete auf der anderen Seite des Thüringer Waldes und wendet sich dann den stratigraphischen Verhältnissen der Formation zu. Der untere Buntsandstein besteht aus Bröckelschiefern und feinkörnigem Sandstein, der mittlere aus einer geröllführenden Unter-, einer geröllfreien Mittel- und der Bau- oder *Chirotherium*-Sandsteinstufe. Der erstgenannten Abteilung des mittleren Buntsandsteins gehören die interessanten kaolinreichen und deshalb für die Porzellanfabrikation so wichtigen Sandsteinrelikte von Steinheid auf der

Höhe des Thüringer Waldes am Rennsteig zu, die letzte schließt die bekannte Karneolbank ein. Der Röt zerfällt paläontologisch in eine untere Zone mit *Myophoria costata* und eine obere mit *M. vulgaris*.

Es folgt nun die untere Stufe des Muschelkalks mit den vier sogen. Oolithbänken, dann die fossilarme mittlere Abteilung, die im vorliegenden Gebiete bis jetzt weder Steinsalz noch Gips und Anhydrit geliefert hat, und schließlich der obere Muschelkalk, der in der bekannten Weise in Trochitenkalk und Nodosenschichten zerfällt. Im Gegensatz zu den Vorkommen nördlich des Thüringer Waldes ist im Meiningischen der hangendste Horizont, der durch das Auftreten von *Ceratites semipartitus* gekennzeichnet ist, entwickelt.

In vorzüglicher Ausbildung ist dann der Keuper vertreten. Die Lettenkohlengruppe endet mit dem 2—6 m mächtigen Grenzdolomit, an den sich eng der untere Gipskeuper anschließt. Höher hinauf in dieser Unterstufe finden sich die wichtige *Corbula*-Bank sowie die Estherienmergel. Dann folgen Schilfsandstein und Lehrbergschicht, letztgenannte charakterisiert durch das Auftreten von *Anoplophora keuperina* und *Turritella Theodorii*. Höher hinauf schließen sich danach an: Blasen- und Plattensandstein, im Hangenden gipsführend, ferner Semionotensandstein, rote Mergel mit Gips und Sandstein, dolomitische Arkose, Burgsandstein und schließlich feuerrote Letten, die anderwärts *Zanclodon laevis* geliefert haben. Das Rhät ist durch seine Sandsteine technisch wichtig.

Vom Lias finden sich südlich des Thüringer Waldes nur geringe Reste. Das Vorkommen von *Amaltheus costatus* im Gerölle der Saale, das Richter erwähnt, ermangelt noch des sicheren Beweises.

Das Tertiär südlich des Thüringer Waldes hat nur eine geringe Verbreitung, wichtig ist der Fund von *Mastodon Borsoni* bei Jüchsen (beschrieben durch J. Walther 1901), wodurch das pliocäne Alter der aus meist einheimischen Geröllen, Sanden und Tonen bestehenden Schichten nachgewiesen ist. Nördlich vom Thüringer Wald, z. B. besonders in der Kamburger Gegend, spielen tertiäre Sande und Gerölle, mit eingeschalteten Tonlagern sowie Braunkohlenflözen im Liegenden, eine größere Rolle. Man rechnet diese Ablagerungen zum Oligocän.

Die neovulkanischen Eruptivgesteine, verschiedenartige Basalte, haben in der Vorderrhön und im Grabfeld große Verbreitung. Es ist von Wichtigkeit, daß die Anordnung der Kuppen und Decken sowohl wie der Gänge vielfach in der Richtung NS. bis NNO.—SSW. erfolgt. Phonolith schließlich findet sich an der Heldburg. Verf. schildert dann noch den Vorgang der Herausbildung des Thüringer Waldes im Tertiär.

Glazialdiluvium ist nur im Amt Kamburg vorhanden.

Karl Walther.

H. Stille: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1901. **22**. 3. 1902.)

Am Aufbau des südwestlich der Stadt Hannover gelegenen Deistergebirges beteiligen sich folgende Schichten:

Wealden. Hauptbestandteil des Gebirges, am Nordostfuße des nördlichen Deisters von Neocom überlagert, im nordwestlichen Teile zerfallend in:

Obere Wealdenschiefer.

Wealdensandstein, im nördlichsten Teile gegen Bad Nenndorf und gegen W. zu an Mächtigkeit stark abnehmend.

Untere Wealdenschiefer.

Malm.

Serpulit, teilweise oolithisch, mit nach unten stark zunehmendem Bitumengehalt (Asphaltnester).

Münder Mergel, gipsführend, vermutlich die schwefelwasserstoff- und schwefelcalciumführenden Solquellen in der Nähe von Rodenburg speisend.

Das Streichen des Gebirges ist SO.—NW., im N. fast nordsüdlich. Der nördlichste Teil gegen Bad Nenndorf zu stellt einen Pfeiler dar, der an einem Querbruche gegen den übrigen Deister abgesunken ist. Zahlreiche minder erhebliche streichende Störungen finden sich namentlich im nördlichen Teile des Gebirges.

Das nordsüdlich sich erstreckende Auetal trennt den SO.—NW.—N. verlaufenden Bogen des Deisters von dem SW.—NO.—N. gerichteten Zuge der Bückeberge und des Heisters. Zugleich stellt das genannte Tal die Sattellinie der beiden den Bruchstücken einer Hyperbel vergleichbaren Gebirgsflügel dar, wobei die starke Divergenz der Bückeberge und des Deisters auffällt. Der Sattel wird dann durch eine kleine Wealdenmulde in zwei Spezialsättel zerlegt.

Trotz der sehr verschiedenen Richtungen der Faltungen weist Verf., indem er auf die ganz allmählichen Übergänge aufmerksam macht, die gesamte Gebirgsbildung dem hercynischen Systeme zu.

Die im nördlichen Deister auftretenden Quellen sind nachweislich zu allermeist Spaltenquellen. Ihr Fließen wird abhängig sein von dem Widerstande, den sie auf ihrem Wege vorfinden, wobei das ganze System von Wasseradern in einem durch Zu- und Abfluß geregelten Gleichgewichtszustande sich befindet.

Den hohen Schwefelwasserstoffgehalt des heilkräftigen Nenndorfer Wassers erklärt Verf. entstanden infolge Reduktion der gelösten Sulfate des Münder Mergels durch das Bitumen des Serpulits. Dort, wo durch diesen das Wasser bequem und schnell in weiten Klüften hindurchströmt, vermag das gelöste Sulfat sich nicht zu reduzieren. Wo jedoch ein Netzwerk feiner Spalten im Serpulit vorliegt, da hat das Sulfat hierzu sowohl Zeit, die zu dem chemischen Vorgange unbedingt nötig, wie Gelegenheit.

Karl Walther.

H. Stille: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. (Abh. d. k. preuß. Landesanst. N. F. **38**. Mit 6 Taf. u. 3 Textabbild. 1903.)

Nach einigen einleitenden Bemerkungen über frühere Untersuchungen in dem Gebiete, den Gegensatz der wasserreichen nächsten Umgebung von Paderborn gegenüber der stark zerklüfteten und daher sehr wasserarmen Plänerhochfläche im S. und SW. der Stadt, sowie über die Topographie der Gegend wendet sich Verf. den stratigraphischen Verhältnissen zu. Wir stellen diese folgendermaßen tabellarisch zusammen:

Alluvium.

Diluvium. Einheimisches Diluvium in großer Verbreitung nördlich der Paderborner Hochfläche, gegen die Senne zu.

Senon. Bei Paderborn und Lippspringe.

Turon. Im Liegenden beginnend mit dem charakteristischen Rotpläner. Darauf folgt *Brongniarti-*, *Micraster Leskei-*, Scaphiten- und schließlich als Hangendes *Cuvieri*-Pläner.

Cenoman. Mit seinen liegenden Schichten längs des Eggegebirges von N. nach S. mehr und mehr transgredierend, so daß das Cenoman im S. unmittelbar auf Trias lagert[1]. Es gliedert sich in:

Oberste Cenomankalke, ungefähr den „Armen *Rhotomagensis*-Schichten" v. Strombeck's im subhercynischen Hügellande entsprechend.

Cenomanpläner mit *Schloenbachia varians, Acanthoceras Rhotomagense* etc. Das Gestein entkalkt sich besonders dort, wo Cenomanmergel, die das Wasser schwer hindurchlassen, unterlagern, und liefert so den sogen. „Hottenstein".

Cenomanmergel.

Gault. Nach dem Gesagten in seiner Gesamtheit nur im N. der Egge, bei Altenbeken, vorkommend, aus Sandsteinen und Flammenmergel bestehend.

Neocom. Auch dieses Formationsglied transgrediert von N. nach S. auf immer ältere Schichten, allerdings bei weitem nicht so regelmäßig wie das Cenoman. Dabei zeigt sich, daß das Liegende der Kreide von Schichtenstörungen betroffen ist (s. die angeführte Spezialarbeit über diese Verhältnisse). Das Neocom erscheint in der sandigen Fazies, das Korn des Gesteins ist dem des mittleren Buntsandsteins ähnlich. Die Größe der eingeschalteten Gerölle nimmt von N. nach S. zu, was auf die Lage der Strandlinie des Neocommeeres deutet.

Der bezeichnendste Zug in der Tektonik ist das nordsüdliche Streichen des Eggegebirges, das im südlichsten Teile in ein südwestliches übergeht. Die Lagerung der Kreideschichten ist sehr regelmäßig, doch

[1] Stille, Über präcretaceische Schichtverschiebungen im älteren Mesozoicum des südlichen Eggegebirges. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1902.

treten einige Störungen auf, die sich im südöstlichsten Teile des Kreidegebietes häufen.

Es werden dann die offenen Wasserläufe im Plänergebiete beschrieben und im einzelnen auf die Versickerungen und die im Zusammenhang mit der unterirdischen Wasserzirkulation stehenden Erdfälle hingewiesen.

Ganz im Gegensatz zu der wasserarmen Plänerhochfläche im S. von Paderborn ist die Gegend nördlich der Stadt an der Grenze gegen das vorgelagerte Diluvium außerordentlich wasserreich. Es rührt dies daher, daß die Wassermengen längs N. oder NW. gerichteter Spalten im Pläner sich beim Ausstreichen dieses Gliedes an dem aufgelagerten Emscher stauen und auf diese Weise zum Austreten gelangen. Der nördliche Teil der Stadt Paderborn befindet sich schon in diesem wasserreichen Gebiete, wo die Pader in einer großen Anzahl von Quellen entspringt. Diese sind in physikalischer Beziehung außerordentlich voneinander verschieden, dergestalt, daß man stets klare neben solchen beobachtet, die sich bei heftigen Regenfällen trüben, solche, die eine beträchtliche und andere, die eine geringe Temperaturschwankung zeigen und daß ferner die westlichen Quellen im allgemeinen wärmer sind als die östlichen. So erreicht die Temperatur der am weitesten nach W. gelegenen, welche die Warme Pader liefern, die Höhe von 15,9°. Während diese aber stets klar bleiben, können sich die östlich davon gelegenen, die Börnepader liefernden Quellen sehr stark trüben und hieraus erklärt sich wohl, daß die in der Nähe befindlichen Wasserleitungsquellen der Stadt, obwohl stärkere Trübungen an ihnen niemals beobachtet worden sind, zur Zeit der Schneeschmelze und nach starken Regengüssen einen auffallend hohen Bakteriengehalt zeigen, der schon mehrfach schwere Typhusepidemien herbeigeführt hat. Dieselben physikalischen Verschiedenheiten wie bei der eben beschriebenen westlichen Quellgruppe finden sich auch bei der östlichen.

Es ergibt sich nun, daß die Wasserführung zu den Paderquellen nicht an wasserundurchlässige Lagen im Pläner, sondern vielmehr an Spaltensysteme gebunden ist und es muß sich also aus der Kenntnis des Verlaufes derselben die unterirdische Wasserzirkulation herleiten lassen. Austritt von Quellen, sowie vielfach reihenförmig angeordnete Erdfälle erleichtern die Feststellung der Spalten. Dabei zeigt sich, daß ebenso wie diese sich aus einer großen Menge von Störungen zusammensetzen, auch das Wasser in zahlreichen Fäden zirkuliert, die wohl hier und da miteinander in Verbindung stehen, meist jedoch völlig unabhängig voneinander sind, was sich in dem verschiedenen chemischen und physikalischen Verhalten der Quellen äußert.

Für die Feststellung der tektonischen Verhältnisse der Gegend ist dieser Zusammenhang von Wasserführung und Spaltensystemen von Wichtigkeit. Es zeigt sich, daß diese etwa gleichsinnig mit den Verwerfungssystemen des Teutoburger Waldes verlaufen und gleich diesen aus der südnördlichen in die südostnordwestliche Richtung einlenken.

Aus dem eben geschilderten Zusammenhange ergibt sich nun die Erklärung für die Erscheinungen anfangs des Abschnittes über die Wasser-

verhältnisse. Quelltrübungen werden gern dort erfolgen, wo Flußwasser in die Spalten zuströmen kann. Während aber der Zufluß seit langen Zeiten derselbe geblieben ist, wird der Abfluß infolge steter Verbesserung der unterirdischen Wege durch Auslaugung ein immer stärkerer und geregelterer werden. Auf die Fruchtbarkeit der Paderborner Hochfläche und die Dichte ihrer Besiedelung dürfte dies von erheblichem Einflusse sein.

Mit dem Zuströmen von Flußwasser steht auch das Vorhandensein oder Fehlen größerer jährlicher Temperaturschwankungen in Beziehung. Quellen aus dem stark zerklüfteten, dem Wasser einen guten, schnellen Abfluß bietenden Plänergebiete oder solche, die von dort stark gespeist werden, vermögen sich in ihrer Temperatur derjenigen der atmosphärischen Niederschläge unvergleichlich schwerer anzupassen als solche, die in den sandigen Umrahmungsgebieten des Pläners lange Zeit bis zu ihrem Austritte gebrauchen. Diese haben vollauf Zeit und Gelegenheit, die Zuflüsse auf ihre Temperatur zu reduzieren. Die erstgenannten Quellen zeigen also große jährliche Temperaturschwankungen, die letzten nicht, jene sind die zeitweilig trüben, diese die stets klaren. Daß dabei Übergänge der Erscheinungen stattfinden, versteht sich von selbst.

Die Aufzählung einiger allgemeiner Gesichtspunkte für Wasseranlagen im Plänergebiete, die sich an weitere Kreise wendet, beschließt die anregende Arbeit. **Karl Walther.**

J. H. Kloos: Die tektonischen Verhältnisse des Norddeutschen Schollengebirges auf Grund der neuesten Tiefbohrungen im Leinetale und bei Hannover sowie die Gliederung des Salzgebirges daselbst. (Festschrift d. herzogl. Techn. Hochschule Carolo-Wilhelmina zur 69. Vers. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. 1897. 251—273. Mit 3 Textfig.)

A. v. Koenen: Über die Lagerung der Schichten im Leinetal in der Gegend von Alfeld. (Dies. Jahrb. 1898. I. 68—70.)

J. H. Kloos: Die durch die neuesten Tiefbohrungen auf Kalisalz aufgedeckten Überschiebungen. (XI. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig. 1898. 110—116.)

A. v. Koenen: Nochmals die Lagerung der Schichten im Leinetale. (Dies. Jahrb. 1898. II. 155—156.)

J. H. Kloos: Über die neuesten Ergebnisse der Kalisalzbohrungen und die Schachtaufschlüsse in der Provinz Hannover. (XI. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig. 1898. 172—177.)

Die tiefen Aufschlüsse durch Bohrungen und Schachtanlagen auf Kalisalze haben die wichtige Tatsache kennen gelehrt, daß Schollenverschiebungen in mehr tangentialem Sinne, mag es sich dabei um echte Überschiebungen älterer Gebirgsteile auf jüngere, mag es sich um flach einfallende Verwerfungen handeln, in der Tektonik des mittel- und nordwestdeutschen Schollengebirges eine viel wesentlichere Bedeutung haben, als vor der Zeit dieser tiefen Aufschlüsse angenommen werden durfte.

Kloos beschreibt solche Überschiebungen in der zuerst genannten Mitteilung auf Grund von Bohrlochsaufschlüssen bei Groß-Freden etc. im Leinetale, wo unter Salzen des Zechsteins wieder der Buntsandstein angetroffen wurde, und vom Benther Berge bei Hannover, wo sich unter Buntsandstein wieder Wellenkalk zeigte; in seiner zweitgenannten Mitteilung bringt er noch ein Beispiel aus der Gegend von Rastenberg in Thüringen (Südrand der Thüringer Mulde), wo eine auch am Ausgehenden zu verfolgende, unter 30° einfallende Überschiebungskluft durch Bohrungen 1250 m weit in die Tiefe verfolgt werden konnte.

Das Vorkommen gewaltiger tangentialer Verschiebungen im nordwestdeutschen Schollengebirge will v. Koenen keineswegs bezweifeln, an den speziellen Kloos'schen Beispielen aus dem Hannoverschen und namentlich den Profilkonstruktionen auf Grund weniger Bohrlochsaufschlüsse übt er aber Kritik. Das Leinetal bei Groß-Freden hatte Wermbter in einer durch v. Koenen veranlaßten Arbeit sowohl auf Grund der Gesamttektonik, als auch im besonderen auf Grund des Auftretens von Tertiär und Neocom in der Tiefe des von Trias- und Jurahängen eingefaßten Tales als eine Grabenversenkung gedeutet, bei der Tertiär, Neocom etc. als Ausfüllungen des Sattelaufrisses der Triasschichten erscheinen. Kloos konstruiert nun einen Sattel, dessen zu unterst das Salzgebirge des Zechsteins enthaltende Flügel über einer in der Tiefe als Sattelkern erscheinenden Partie von Buntsandstein von NO. bezw. SW. aufgeschoben sind; diesem Kerne sollen auch die Buntsandsteinschichten angehören, die bei Meimerhausen am östlichen Talhange im tieferen Niveau als die Zechsteingipse liegen. Nach v. Koenen und Wermbter ist also das Prinzip der Tektonik des Leinetales bei Freden ein Absinken von Schollen entlang einer aufgerissenen Sattellinie, wobei Tertiär und Neocom in ihr heutiges tiefes Niveau in der Talsohle gelangten, während Kloos Aufpressungen der Sattelflügel „analog den intensiv gefalteten Gebirgen" annimmt. v. Koenen weist u. a. namentlich darauf hin, daß mit der Kloos'schen Ansicht bei Freden das staffelartige Absinken der Buntsandsteinschichten nach dem Talinnern im Bereiche des nach Kloos „aufgepreßten" Nordostflügels nicht korrespondiert. Kloos erkennt zwar (zweitgenannte Mitteilung p. 112) das Vorhandensein relativ tiefer liegender Schollen nach dem Innern des Tales zu an; nach ihm sind diese Schollen aber bei der Aufwärtsbewegung des Nordostflügels abgebrochen.

Die von Kloos in der ersten Mitteilung gegebene Gliederung des hannoverschen Salzgebirges hat sich im wesentlichen durch die späteren Aufschlüsse nicht bestätigt und ist in vielen Punkten vom Verf. selbst widerrufen worden. **Stille.**

A. Mestwerdt: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

Das älteste in dem behandelten Abschnitte des Teutoburger Waldes zutage tretende Schichtenglied sind rote mergelige Tone, die v. Dechen

zum Keuper gestellt hatte, deren Zugehörigkeit zum Röt aber einerseits durch die konkordante Überlagerung durch Wellenkalk, anderseits durch die charakteristischen dünnen, kieseligen Platten des Röt bewiesen wird.

Im mittleren Muschelkalk ist der Nachweis rötlich gefärbter Mergel von Interesse; solche hat E. Meyer schon aus der Gegend von Bielefeld beschrieben und Ref. hat sie mehrfach am südlichen Teutoburger Walde beobachtet. Im oberen Teile des Trochitenkalk finden sich bereits „tonplattenähnliche“ Gesteine, dichte plattige Kalke mit Lettenzwischenlagerungen.

Vom Keuper findet sich nur die mittlere Abteilung in eingeklemmten Schollen.

Auch die Juraschichten finden sich nur in stark gestörten und vielfach wenig zusammenhängenden Schollen. Immerhin ließen sich durch Fossilien eine größere Zahl von Zonen nachweisen, und es ist anzunehmen, daß so ziemlich der gesamte Jura vorhanden ist. [Im Gegensatz zum südlichen Teutoburger Walde liegt das untersuchte Gebiet bereits in der Region der lückenlosen Sedimentation der Jura- und Kreideschichten. Ref.] Vom unteren und mittleren Jura waren Arietenschichten, Amaltheenschichten, Posidonienschiefer, Coronatenschichten, *Parkinsoni*-Schichten, *Knorri*-Schichten und Cornbrash der Untersuchung zugänglich. Heersumer Schichten sind in sandiger Fazies vertreten und ziemlich fossilreich. Kalke und Kalksandsteine mit zwischenlagernden Mergeln werden durch *Olcostephanus gigas* Ziet. als Portland charakterisiert. Münder Mergel und Serpulit sind in normaler Entwicklung vorhanden. Die Frage des Vorhandenseins der Purbeck-Süßwasserkalke muß wegen fehlender Aufschlüsse offen bleiben.

Der Wealden ist recht verbreitet und gliedert sich in den etwa 50 m mächtigen Wealdensandstein und den Wealdenschiefer; an der Grenze beider sind früher Kohlenflöze gebaut worden. In dem sehr mächtigen Neocomsandstein (Teutoburgerwald-Sandstein) war unteres Hauterivien durch eine ziemlich reiche Fauna (*Polyptychites Losseni* Neum. et Uhl., *Hoplites noricus* Roem., *Crioceras rarocinctum* v. K., *Cr. Roemeri* Neum. et Uhl., *Cr. hildesiense* v. K., *Cr. Duvali* Lév.) nachzuweisen, aber auch höhere Schichten des Hauterivien dürften ebenso wie Barrêmien und Aptien vorhanden sein (s. das Referat über André, Der Teutoburger Wald bei Iburg). Vom Albien war nur die obere Abteilung (Tone mit *Belemnites minimus* und Flammenmergel) nachzuweisen.

Das Cenoman ist petrographisch in die Cenomanmergel, Cenomanpläner und Cenomankalke zu gliedern, wie auch Ref. am südlichen Teutoburger Walde getan hat; während aber am südlichen Teutoburger Walde die Cenomankalke nur den obersten Teil der *Rhotomagensis*-Schichten (v. Strombeck's „Arme“ *Rhotomagensis*-Schichten) vertreten und deren Hauptteil dort noch als Pläner entwickelt ist, setzt die rein kalkige Ausbildung bei Borgholzhausen etc. schon mit den tiefsten *Rhotomagensis*-Schichten ein. Folgendes kleine Schema veranschaulicht dieses Verhältnis:

Südlicher Teutoburger Wald.	v. Strombeck's Zonen.	Borgholzhausen etc.
Cenomanmergel (20—50 m)	Versteinerungsarmer Plänermergel	Cenomanmergel (ca. 30 m)
Cenomanpläner (30—40 m)	*Varians*-Schichten	Cenomanpläner (ca. 20 m)
Cenomankalke (ca. 20 m)	*Rhotomagensis*-Schichten Arme *Rhotomagensis*-Schichten	Cenomankalke (ca. 35 m)

Auf die *Mytiloides*- und *Brongniarti*-Schichten legen sich die Scaphitenpläner, innerhalb deren die neuerdings wieder von Elbert eingehend beschriebenen „Grünsand"bänke besonderes Interesse verdienen. Verf. verfolgte den „Grünsand" von der altbekannten Lokalität der „Timmer Egge" bis über Borgholzhausen hinaus; weiter südöstlich fehlt er aber dem Teutoburger Walde gänzlich und erst im westlichen Hinterlande des Egge-Gebirges erscheinen wieder die östlichsten Spuren einer grünsandigen Entwicklung im Scaphitenhorizonte. Auch *Cuvieri*-Pläner ist im untersuchten Gebiete noch vorhanden, während der Emscher Mergel erst weiter südlich folgt.

Die Tektonik des untersuchten Gebietes ist eine hochinteressante und sehr komplizierte, und es ist um so mehr zu bedauern, daß die sie veranschaulichende Karte nicht mit zum Abdruck gekommen ist, als die wenigen Bemerkungen des „Schlußwortes" doch nur ein sehr unvollkommenes Bild geben. Danach besteht der vorwiegend nordwestlich streichende Rücken des Teutoburger Waldes zwischen Borgholzhausen und Hilter nicht, wie sonst in diesem Gebirge, aus Neocomsandstein, sondern aus den steil aufgerichteten und vielfach verworfenen Plänermassen der oberen Kreide, während der Neocomsandstein infolge mancherlei Störungen hier und da ganz fehlt, dann aber auch wieder in steilstehenden Schollen inmitten der oberen Kreide erscheint. Wirr durcheinander geschobene Schollen der verschiedensten Jura- und Triasbildungen bilden das nördliche Vorland der Kreide und greifen auch horstartig in die Kreideschichten hinein. Das Generalstreichen der Brüche geht nordwestlich, also parallel dem Gebirge; dazu treten aber in großer Menge spießeckige und quer gerichtete Brüche, und letztere bedingen Querverschiebungen und Quereinsattelungen des Gebirgszuges. **Stille.**

Karl Andrée: Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1904. 1—49.

Das untersuchte Gebiet besteht aus Parallelzügen von ost-westlich streichenden Kreidegesteinen, deren im allgemeinen flach nach Süden gehendes Fallen lokal steiler wird und sich sogar bis zur Überkippung der Schichten steigert. Das Vorkommen älterer Gesteine und zwar von Braunem Jura mit *Belemnites giganteus* und *Astarte pulla* sowie Münder Mergel und Serpulit in normaler Ausbildung ist an einen Aufbruchsattel

zwischen zwei Neocomsandsteinzügen geknüpft; in diesem Aufbruche erkennt Verf. die westliche Fortsetzung einer früher von Dütting aus dem Hankenberger Bahneinschnitte beschriebenen Sattelverschiebung, die Kimmeridge gegen obersten Neocomsandstein verwirft. [Noch weiter westlich hängt in dem von Mestwerdt bearbeiteten Gebiete mit derselben Aufbruchslinie das keilartige Vorspringen gestörter Triasschichten in die Kreide bei Wellingholzhausen zusammen, und so ergibt sich entlang dem Teutoburger Walde von Borgholzhausen bis über Iburg hinaus eine kontinuierliche Bruchlinie vom Charakter einer Sattelspalte, entlang der mehrfach ältere Schichten zwischen jüngeren horstartig heraustreten. Ref.] Auch der in Wealdensandstein und Wealdenschiefer zu gliedernde Wealden ist im untersuchten Gebiete zum Teil an diesen Aufbruchsattel gebunden, findet sich aber bei etwas regelmäßigeren Lagerungsverhältnissen auch weiter nördlich. Der früher ziemlich ausgedehnte Bergbau auf seine Kohlenflöze ist jetzt fast ganz erloschen; über diesen Bergbau und die dadurch festgestellten Lagerungsverhältnisse werden mancherlei Angaben gemacht.

Die Übergangsschichten zwischen Wealden und Valanginien mit der aus brackischem Wealden und marinen Neocomformen bestehenden Mischfauna hat aus dem untersuchten Gebiete bereits Gagel beschrieben. Außer dem unteren Valanginien ist auch noch das obere Valanginien (*Polyptychites* cf. *bidichotomus* Leym.) z. T. in toniger Fazies entwickelt. Der den Neocomton überlagernde, gegen 200 m mächtige Neocomsandstein (Teutoburgerwald-Sandstein) enthält aber gleichfalls noch in seinem tiefsten Teile Formen, die dem *Polyptychites bidichotomus* nahestehen und auf oberes Valanginien hinweisen. Außerdem war in dem Neocomsandstein durch Fossilien oberes Hauterivien (*Simbirskites progrediens* Lah. u. *S. Phillipsi* Roem.) und tiefstes Barrêmien (*Crioceras Strombecki* v. K.) nachzuweisen; in ihm dürften aber auch noch Barrêmien und Aptien, die Meyer im Teutoburgerwald-Sandstein von Bielefeld durch Faunen nachgewiesen hat, vertreten sein, und da sich auf ihn sofort oberes Albien legt, so möchte Verf. vermuten, daß auch das untere Albien in ihm noch seine Vertretung findet. Das obere Albien ist als dunkle Tone, die Verf. mit den *Minimus*-Tonen v. Strombeck's identifiziert, und Flammenmergel vorhanden. Das Cenoman beginnt mit grauen Mergeln, auf die sich Plänerkalke mit reicher Fauna legen, die wiederum von weißen, an Versteinerungen armen Kalken überlagert sind. Das Turon ist durch *Mytiloides-*, *Brongniarti-* und Scaphitenschichten vertreten; aus den Scaphitenschichten wird eine etwas reichere Fauna namhaft gemacht und dabei Schlüter's *Turrilites saxonicus* mit Recht zur Gattung *Heteroceras* gestellt. **Stille.**

Lienenklaus: Über das Alter der Sandsteinschichten des Hüggels. (14. Jahresber. d. Naturw. Ver. zu Osnabrück. 83—86. Osnabrück 1901.)

Die konglomeratischen Sandsteine, die am Hüggel südlich Osnabrück das Liegende des Kupferschiefers bilden, wurden in der Literatur bald als

Rotliegend, bald als obercarbonisch angesprochen. Eine im Jahre 1899 niedergebrachte Tiefbohrung hat in ihnen Kohlenflöze mit einer kleinen Flora festgestellt, darunter *Cyclopteris* sp., die auch im Obercarbon des nördlich Osnabrück liegenden Piesberges nicht selten ist. Der in seiner Altersstellung bisher fragliche Sandstein muß danach als obercarbonisch gelten und zwar als gleichalterig mit dem Kohlensandstein des Piesberges (Ottweiler Stufe), dem er petrographisch, abgesehen von der rötlichen Färbung, im oberen Teile recht ähnlich ist. Auch am Piesberg liegt wie am Schafberg bei Ibbenbüren der Zechstein über Obercarbon unter Ausfall des Rotliegenden. **Stille.**

W. Koert: Geologisch-agronomische Untersuchung der Umgegend von Amani in Ost-Usambara. Mit einer geologisch-agronomischen Übersichtskarte. (Ber. über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika, herausgeg. v. kaiserl. Gouvernement von Deutsch-Ostafrika (biolog.-landwirtschaftl. Institut in Amani). 2. Heft 3. 1904. 143—164. Mit 1 Karte.)

Verf. unterzog sich 1902 4 Monate lang der Aufgabe, eine geologisch-agronomische Untersuchung des Arbeitsfeldes des biologisch-landwirtschaftlichen Instituts Amani in Ost-Usambara vorzunehmen, wobei auch eine geologisch-agronomische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 10000 aufgenommen wurde. Die Bodenanalysen sind teils von Ingenieurchemiker Lommel in Dar-es-salam, teils im Laboratorium der preußischen geologischen Landesanstalt vorgenommen.

Der Boden setzt sich zusammen aus:

1. Anstehendem Fels, Gneis in verschiedensten Abänderungen, darunter Granulit, Amphibolit, Graphitgneis.

2. Eluvium.

a) Jüngerem Rotlehm, d. h. Verwitterungsboden des Gneises von relativ junger Entstehung mit viel eingeschlossenen frischen Gneisblöcken, daher stets aufs neue freiwerdenden Pflanzennährstoffen (Kali, Magnesia etc.), hoher Aufnahmefähigkeit für Stickstoff. Dieser Boden ist von hohem agronomischen Wert und für dauernde Kulturen, wie Kaffee, am günstigsten.

b) Älterem Rotlehm, in höherem Grade verwittertem und deshalb viel mehr ausgelaugtem Eluvialboden. Die verbreitetste Bodenart im untersuchten Gebiet wie in Ost-Usambara überhaupt, bildet den Boden der Gebirgsrücken.

c) Lateritlehm, hervorgegangen aus der durch Humusinfiltration beeinflußten Zersetzung und Auslaugung des Rotlehms, ein Lehm mit konkretionären Neubildungen aus Eisen- und Tonerdehydraten, besonders auf ebenem Gelände fleckenhaft auftretend. Dieser Boden ist arm an Alkalien und Erdalkalien, daher in agronomischer Hinsicht für viele Kulturen ganz wertlos.

3. Alluvialboden.

a) Sand- und Geröllboden an Wasserläufen, wo ein stärkeres Gefälle in schwächeres übergeht. Hier auch schwarze Mangansuperoxydkruste auf Uferfelsen.

b) Wiesenlehm, teils in dünner Decke, teils tiefgründig.

M. Blanckenhorn.

E. Stromer: Bericht über die Sammlungsergebnisse einer paläontologisch-geologischen Forschungsreise nach Ägypten. (Ber. Senckenberg. Naturf. Ges. 1904. 111—113.)

Verf. machte im Winter 1903/04 mit Unterstützung des verstorbenen Herrn v. Reinach und der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft zu Frankfurt eine dreimonatliche Reise nach Ägypten, um dort für das Senckenberg. Museum Tertiärfossilien zu sammeln. Es werden kurz die aufgebrachten Sammlungen aufgezählt, worunter namentlich bessere Schädel und andere Reste von fossilen Säugetieren aus dem Mitteleocän bis Miocän Interesse beanspruchen. **M. Blanckenhorn.**

E. Stromer: Geographische und geologische Beobachtungen im Uadi Natrûn und Fâregh in Ägypten. (Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. **29**. Frankfurt 1905. 69—96. Taf. 18 u. 19.)

Die treffliche, von fleißigen Literaturstudien zeugende Arbeit bringt zunächst Beiträge zur Topographie des Natrontals und des südlich davon gelegenen anscheinend abflußlosen Uadi Fâregh. Eine mit zahlreichen Höhenlinien von ca. 5 m Differenz versehene Kartenskizze bietet namentlich zum ersten Male Einblick in den bisher wenig bekannten Südrand des Natrontales und in das Uadi Fâregh.

In dem vom Ref. zuerst beschriebenen fluviomarinen Pliocän des Uadi Natrûn (Wechsel von marinen, brackischen und fluviatilen Deltaabsätzen des Urnil) wurden 11 weitere Profile rings an den Rändern des Uadi aufgenommen.

Schon Ref. vermutete im weiteren Süden des Uadi Natrûn das miocäne Delta des libyschen Urnil mit fluviomarinen Ablagerungen entsprechend denen von Moghara. Verf. gelang es dann, solche Bildungen richtig anstehend zu entdecken am Uadi Fâregh, tatsächlich ganz ähnlich denen von Moghara, nämlich Eisensandstein mit verkieseltem Holz (Palmen?), Resten von Fischen, Schildkröten, Krokodilen, Proboscidiern und *Brachyodus* und Knotensandstein mit marinen Conchylien.

Aus den im Miocän eingeschlossenen mit brauner Wüstenpatina versehenen Kieseln zieht Verf. den Schluß, daß das damalige Delta von Wüste umgeben gewesen sei.

Eine Schichtenstörung oder Verwerfung hält Verf. nur an der Grenze von Miocän und Pliocän, also am Südrande des Uadi für wahrscheinlich, innerhalb des Pliocäns aber nicht.

Die anfängliche, durch unbedeutende tektonische Vorgänge sowie Wassererosion in der Pluvialzeit vorgebildete Senke wurde vielleicht durch

chemische Vorgänge infolge der Ansammlung des Wassers und der Salze und Windwirkung weiter ausgetieft. Doch ist diese Frage der Entstehung der Senken und Kesseltäler oder Libyschen Wüste, wie Verf. selbst unter eingehender Besprechung aller maßgebenden Faktoren zeigt, noch nicht spruchreif. **M. Blanckenhorn.**

M. Blanckenhorn: Ergebnisse der Reise J. Thomson's bezüglich der Geologie Südmarokkos. (Deutsche Monatsschrift f. Kolonialpolitik u. Kolonisation. 3. Jahrg. 4 p.)

Besprechung der geologischen Forschungsresultate der Reise des verstorbenen Engländers Thomson in Südmarokko nach dessen Buch: Travels in the Atlas and Southern Morocco, mit geologischer Karte, London 1889 und einem nach seinem Tode erschienenen Aufsatz im Quarterly Journal of the Geol. Soc. London 1899 und kritischer Vergleich dieser Ergebnisse mit denjenigen früherer und späterer Marokkoreisenden.

M. Blanckenhorn.

Earl Douglass: A Cretaceous and Lower Tertiary Section in South Central Montana. (Proc. Amer. phil. soc. Philadelphia. 41. 1902. 207—224. Taf. 29.)

Im Osten der Crazy Mountains und im Süden der Big Snowies tritt im Becken des Musselshell River, im Sweetgrass County, ein Schichtenkomplex zutage, der vom Jura bis zum Tertiär reicht. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß die zur ersteren Formation gerechneten Sandsteine und sandigen Tone mit Resten von Dinosauriern und kleinen Reptilien schon zur Unteren Kreideformation gehören. Darüber folgt die Kreideformation mit der Fort Benton-Formation, der Niobrarastufe, den vom Verf. ausgeschiedenen Fish Creek beds, die fossiles Holz, Bivalven, Schildkröten und Knochen von *Claosaurus* enthalten, den Fort Pierre shales, worin ebenfalls letztere Gattung sowie Skelettreste von Ceratopsiden gefunden wurden, und schließlich der Laramie-Stufe. Sandsteine und Schiefer mit ihren Übergängen wechseln miteinander ab, Kalksteinlagen sind selten, so daß die Ablagerungen dieser Epoche keine große Tiefe anzeigen; wahrscheinlich wurde der größte Betrag darin zur Benton-Epoche erreicht. Besonders hervorzuheben ist das Wiedererscheinen der Dinosaurier, nachdem sie eine Zeitlang verschwunden waren.

Den Beschluß macht das Tertiär. In den Fort Union-Schichten wurden zahlreiche Pflanzenreste, deren Liste nach Knowlton's Bestimmungen mitgeteilt wird, ferner *Unio Connesi* White und *U. Endlichi* White, Gastropoden und Säugetiere gefunden. Letztere sind durch *Mioclaenus aeolytus* Cope, *Anisonchus* cf. *sectorius* Cope, *Euprotogonia puercensis* Cope, *Pantolambda cavirictis* Cope? und *Pantolambda* sp. vertreten; es werden Molaren dieser Arten sowie von *Pantolambda* sp. Ulna und Radius abgebildet. **Joh. Böhm.**

Albert Heim: Neuseeland. (Neujahrbl. herausg. v. d. Naturf.-Ges. Zürich auf d. Jahr 1905. 107. Stück.)

Heim hat Neuseeland im Sommer 1901/02 besucht. Er schildert Land und Leute in zwei Vorträgen, von denen der zweite, „Neuseelands Natur" betitelt, auch geologische Mitteilungen enthält, wovon wir hier einiges wiedergeben.

Die Cookstraße zwischen den beiden Inseln von Neuseeland entspricht einer Transversalverschiebung von ca. 90 km, durch welche die Nordinsel ostwärts gerückt ist. Auch liegt die Nordinsel tiefer; aber sonst entsprechen sich die Schichtzüge auf beiden Inseln. Im allgemeinen kann man die nördliche ein Vulkan-, die südliche ein Alpenland nennen. Sehr lebendig ist Heim's Schilderung der heißen Quellen und Geysire der Nordinsel. Sie dürfte berufen sein, in den Lehrbüchern der Geologie Hochstetter's z. T. ganz veraltete Beschreibungen zu ersetzen. Ebenso wird hoffentlich Heim's Zeichnung der großen Vulkane im Innern der Nordinsel, namentlich die des Ngauruhoe, die altmodische Hochstetter'sche Abbildung des Mt. Egmont aus unseren Lehrbüchern verdrängen.

Die Täler, die aus den südneuseeländischen Alpen kommen und sich gegen die Ebene öffnen, haben enorm breite Kiesböden, in welche die Flüsse unter Zurücklassung ausgeprägter Terrassen eingeschnitten sind. Die Berge sind, namentlich in den vorderen Ketten, vielfach ganz von Schuttmänteln umhüllt. Weiter einwärts liegen öfters von Schuttkegeln aufgestaute Seen, es zeigen sich sonderbar verwickelte Flußablenkungen, eigentümlich zusammengesetzte Talläufe, ausgeschaltete Talstücke und dann wieder frisch eingeschnittene Schluchten. Noch weiter gegen die Zentralketten zu folgen große Endmoränen, hinter denen ein langgestreckter See zu liegen pflegt, und die der Fluß in tiefem Einschnitt durchbricht, ferner zusammenhängende gewaltige Seitenmoränen. Die Enden der großen Gletscher liegen, von Schuttmassen überdeckt, in flachem Talboden 750—1300 m über dem Meere. Stromschnellen und Talstufen fehlen oft ganz, vom Meere bis hinauf ans Gletscherende. Falls sie existiert haben, sind sie unter der jüngeren Schuttauffüllung begraben. Was über und hinter den Gletscherenden liegt, hat alpinen Hochgebirgscharakter. Es lassen sich direkt Ähnlichkeiten zwischen neuseeländischen und Schweizer Bergen finden. Nur fallen die Berge mehr ohne Zwischenstufen ab. Bei dem stets frisch fallenden Neuschnee ist die Schneelinie schwer zu bestimmen. Sie mag am Mt. Cook (3765 m) 1800 m betragen. Auffallend ist der Mangel an Gletscherschliffen und Rundhöckern.

Die petrographische Zusammensetzung des Gebirges ist einförmig. Von Osten nach Westen quert man auf $\frac{4}{5}$ oder $\frac{9}{10}$ des Profils fossilleere Tonschiefer und Grauwacken des Paläozoicums, die in eng gepreßten, steilen Falten stehen, deren Umbiegungen selten zu sehen sind. Hier und da sind ihnen Diabase und Melaphyre eingeschaltet. Erst ganz im Westen folgt eine schmale Zone kristalliner Schiefer und etwas Granit. Diskordant liegen über diesen alten Gesteinen Kohlen, Sand- und Kalksteine des Tertiärs. Das Gebirge ist unsymmetrisch, einseitig gebaut; genau bekannt

ist seine Geologie noch keineswegs, zumal da eine gute topographische Karte ganz fehlt. Seine Auffaltung hat in der Kreide stattgefunden, aus der keine Ablagerungen bekannt sind. Nachher trat eine Senkung bis auf ca. 1500 m heutiges Niveau ein und eine abermalige Hebung mit schwacher Faltung. Im Tertiär erfolgten auf der Südinsel vulkanische Ausbrüche. Die Laven haben in ihrer Widerstandskraft gegen die zerstörenden Kräfte einen wesentlichen Einfluß auf die Gestaltung der Küste. Die Häfen Lyttelton, Timaru, Oamaru, Dunedin u. a. liegen in tertiären Krateren oder zwischen Laven und Vulkankegeln. Als die Gletscher sich zurückzogen, wurde aus ihren zurückgelassenen Grundmoränen das feinste Material ausgeblasen und weithin als Löß wieder abgesetzt. Dieser bildet am Meeresufer oder an den Flußrändern steile Wände. Hier kommen dann häufig eingeschlossene Moa-Knochen zum Vorschein. Ein Teil der Fruchtbarkeit des östlichen Flachlandes beruht auf der Lößdecke.

Der südwestliche Teil der Südinsel ist von den in dieser Gegend etwas umbiegenden Ketten der Alpen durch einen Bruch getrennt. Er besteht ganz aus Tiefengesteinsmassen, größtenteils Dioriten, in denen viele Pegmatitgänge auftreten. Das Gebiet hat Plateaugebirgscharakter. Es sind darin lange, tiefe, enge Täler eingeschnitten. Durch eine Senkung des Gebirges sind die alten Talsysteme z. T. unter Wasser getaucht und zu Fjorden geworden. Die 14 Fjorde der Westküste greifen 40—50 km tief ins Land ein. Auch die Ostseite des Gebirgsklotzes hat ihre Fjorde, die an der großen Bruchlinie abstoßen und im unteren Teil Fjordseen bergen. Die neuseeländischen Fjorde haben Ähnlichkeit mit den norwegischen; aber in Neuseeland finden sich nur an einzelnen Stellen Gletscherschliffe. Heim spricht sich mit Entschiedenheit gegen die Ansicht aus, daß die Fjorde durch Gletscher ausgehobelt seien.

[Hoffentlich wird Herr Professor Heim seine geologischen Beobachtungen über Neuseeland noch in extenso veröffentlichen. Einige überraschende Mitteilungen in diesem Vortrag. wie z. B. die Angabe. daß keine Kreide auf Neuseeland vorkommt, verdienen eine nähere Begründung. Ref.]

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Kreideformation.

E. Stolley: Über zwei neue Faunen des norddeutschen Gaults. (14. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig 1903/04 u. 1904/05. Braunschweig 1906. 75—78.)

Die Tone bei Hämelerwald beherbergen eine Fauna, die von derjenigen der *Milletianus*-Tone einerseits und derjenigen der Zone mit *Hoplites furcatus* abweicht. Sie enthält u. a. den von Ahaus beschriebenen *Inoceramus Ewaldi* Schlüt. [nach Wollemann jedoch *I. concentricus*. Ref.] und einen Belemniten, der *Belemnites Ewaldi* ähnelt, sich aber von diesem

durch keulenförmigere Gestalt, tiefere Alveole und dementsprechend längeren Schlitz unterscheidet. Wahrscheinlich ist diese Ablagerung als selbständige Zone zwischen die beiden genannten Zonen einzuschieben und als oberste Zone dem Aptien anzugliedern.

Bei Hohenhameln kommt eine vom Verf. als *B.* aff. *Ewaldi* bezeichnete Art vor, die den Übergang von *B. Ewaldi* zu der Form von Hämelerwald übermittelt, und neben ihnen eine kleine *Duvalia* n. sp., wobei sich zeigt, daß manche Individuen der ersteren Art Neigung zeigen, sich dem Duvalientypus zu nähern. Letzteres gilt auch für Kastendamm. Auch bei Bansleben wurde *B.* aff. *Ewaldi* gefunden. Wahrscheinlich stehen diese Schichten in der Mitte zwischen denen mit *B. Ewaldi* und denen von Hämelerwald. Eine zweite neue Gaultfauna lieferte die Ziegeleigrube bei Walle. Sie enthält Hopliten aus der Verwandtschaft des *Hoplites tardefurcatus* und *H. interruptus* und die Belemniten leiten von dem bei Groß-Schwülper häufigen *Belemnites* aff. *Strombecki* des Verf. zu *B. minimus* über; diese Zone liegt zwischen der des *Ammonites tardefurcatus* und den *Minimus*-Tonen und schließt das untere Gault ab.

Joh. Böhm.

E. Stolley: Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. (14. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig f. 1903/04 u. 1904/05. Braunschweig 1906. 84—94.)

Unter obigem Titel werden mehrere Mitteilungen zusammengefaßt, von denen die erste die Tourtia von Volzum behandelt. Diese ist, normal zwischen dem Flammenmergel und *Varians*-Pläner gelagert, bei etwa 20 m Mächtigkeit als Tone und Mergeltone entwickelt und enthält außer Foraminiferen und Ostracoden *Terebratulina gracilis*, zahlreiche *Aucellina gryphaeoides* und *Belemnites ultimus*. In ähnlicher Fazies tritt die Tourtia bei Lüneburg auf, wo sie einer intensiv korrodierten Steinmergelbank des mittleren Keupers auflagert. Es stehen somit der fast allgemein, in Frankreich, Belgien, England, Westfalen (ausschließlich Teutoburger Wald), Harzrand usw. in Form stark glaukonitischer Sande und Mergel entwickelten Fazies der Tourtia bei oft geringer Mächtigkeit Volzum und Lüneburg als Fazies fast oder ganz glaukonitfreier Tone und Tonmergel von nicht unbedeutender Mächtigkeit gegenüber.

In der zweiten Mitteilung „*Belemnites* und *Actinocamax* im Cenoman" weist Verf. darauf hin, daß, wie *Belemnites ultimus* bei Lüneburg bis ins obere Cenoman hinaufsteigt, so anderseits der älteste Vertreter des jene Gattung ablösenden Genus *Actinocamax* bis in das mittlere Cenoman hinuntergeht. So wurde bei Broitzem im *Varians*-Pläner ein sehr schlankes, wohl zu *A. lanceolatus* Sow. zu stellendes Exemplar gefunden. Es ist, bis nicht die Identität dieser Art mit *A. plenus* unzweifelhaft nachgewiesen ist, wahrscheinlich, daß *A. lanceolatus* Sow. als eine wohlunterscheidbare Art des mittleren Cenoman dem obercenomanen und unterturonen *A. plenus* vorangeht und zu ihm hinüber mutiert hat.

Im Behrschen oder Kreidebruch bei Lüneburg fand Verf. dort, wo die in der Fazies reiner Schreibkreide entwickelte Quadratenkreide in die ebenfalls weiße, aber bereits etwas tonige untere Mucronatenkreide übergeht und die beiden namengebenden Leitformen dieser Horizonte sich mischen, auch *A. mammillatus*, so daß demnach Lüneburg der südlichste Punkt ist, an dem diese Art bisher sicher nachgewiesen ist.

Die Granulatenkreide bei Broitzem hat ein zweites Exemplar von *Belemnitella praecursor* Stolley sowie 1 Exemplar von *Bel. mucronata* Schloth. geliefert, wonach anzunehmen ist, daß neben jener glatten Art auch die letztere selbst schon im norddeutschen Untersenon beginnt, sodann vereinzelt in der Quadratenkreide auftritt und mit Beginn der Mucronatenkreide dann rasch die allein herrschende Art wird.

In der letzten Mitteilung wird das Vorkommen von *Pachydiscus Levyi* de Gross. und *P. Launayi* de Gross. im Ilsenburgmergel bei Eckerkrug angeführt, von denen ersterer in Frankreich der Quadraten-, letzterer der obersten Granulatenkreide angehört. **Joh. Böhm.**

J. J. Jahn: Vorläufiger Bericht über die Klippenfazies im böhmischen Cenoman. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 297—303.)

Zu den seit langem bekannten Vorkommnissen von cenomaner Klippenfazies im nördlichen und nordwestlichen Böhmen gesellen sich nun auch solche in Ostböhmen. Sie bilden hier fast drei parallele Zonen, von denen zwei den nordöstlichen und westlichen Fuß des Eisengebirges umranden, die dritte parallel mit dem südwestlichen Fuß des Adlergebirges verläuft. Die erste Zone erstreckt sich von Elbeteinitz bis Skuteč und begleitet die ehemalige Küstenlinie des Kreidemeeres, die sich vom nordöstlichen Fuße des Eisengebirges nach Norden, Nordosten und Osten erstreckte. Sie stellte somit eine Zone von submarinen Erhebungen und Felsklippen vor, die, von der abradierenden Tätigkeit verschont, vom Boden des Cenomanmeeres aufragten. Die zweite Zone begleitet den südwestlichen Fuß dieses Gebirges, mit dem sie jedoch nicht, wie die erstere, parallel verläuft. Am südöstlichen Abhange des Berges Kaňk nördlich Kuttenberg sind gewaltige Taschen und Spalten im Gneis mit weißem kristallinischen Kalk ausgefüllt, der zahlreiche Arten von Spongien, Korallen, Seeigel, *Pecten, Alectryonia diluviana*, dickschaligen Gastropoden u. a., eine sessile Fauna, enthält. Der Kalk erweist sich auf verwitterter Oberfläche als eine Klippenbreccie, ein Zerreibsel von lauter Tierresten, und in ihm sind Gneisblöcke und stellenweise so zahlreiche Gneisgerölle eingeschlossen, daß man dieses Sediment als Gneiskonglomerat mit kalkigem Bindemittel bezeichnen muß. Am nördlichen Fuß des Berges enthält der Mergel der Klippenfazies in den Gneistaschen zahlreiche *Rhynchonella compressa*, Ostreen, Exogyren und Korallen (namentlich *Synhelia gibbosa*). Wie in Sachsen, fehlen auch in den böhmischen Sedimenten der Klippenfazies die in den gleichalterigen

Sandsteinen der Koryczaner Sandsteine häufigen Inoceramen, *Exogyra columba*, *Pecten asper*, *Vola aequicostata*, *V. phaseola*, *Protocardium hillanum* u. a. Dagegen kommt *Actinocamax plenus* sowohl in der Klippenfazies als auch im Sandstein wie im Pläner vor. **Joh. Böhm.**

J. J. Jahn: Über das Vorkommen von Bonebed im Turon des östlichen Böhmens. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 317—322. 1 Textfig.)

W. Petrascheck: Ergänzungen zu J. J. Jahn's Aufsatz über ein Bonebed aus der böhmischen Kreide. (Ibid. 356, 357.)

Am Geiersberg (Bl. Senftenberg) und bei Orlice findet sich im Weissenberger Pläner eine Lage glaukonit- und phosphorithaltigen Gesteins, z. T. mit Quarzgeröllen, das zahlreiche Fischzähne, Koprolithen, Fischwirbel, Knochenbruchstücke, Foraminiferen, Bruchstücke von Inoceramen und Ostreen, *Pecten pulchellus*, kleine *Pecten*-Arten, *Avicula roxelana*, *Terebratulina gracilis* und *Cidaris*-Stacheln führt. Petrascheck weist im Anschluß auf gleiche Vorkommnisse am Gamighügel bei Dresden, bei Bilin und Koschtitz in Böhmen hin. **Joh. Böhm.**

A. Wollemann: Alte und neue Aufschlüsse im Flammenmergel, *Varians*-Pläner und Turon in der Umgegend von Braunschweig. (14. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig. 1904. 4 p.)

Seit v. Strombeck's Arbeiten über den Flammenmergel und *Varians*-Pläner bei Braunschweig sind die alten Aufschlüsse erweitert und neue hinzugekommen. Ersterer ist zurzeit bei Börssum, Bornum und Bansleben aufgeschlossen. Während Bornum nur *Aucellina gryphaeoides* Sow. geliefert hat, haben sich die beiden anderen Lokalitäten als reich an Fossilien erwiesen. Südlich Groß-Biewende tritt *Minimus*-Ton zutage, der u. a. *Pecten Behrensi* n. sp. enthält. Eine reiche Liste von Arten wird sodann aus dem *Varians*-Pläner von Hachum und Homburg mitgeteilt. Ferner findet sich zwischen Homburg und Hoppenstedt *Brongniarti*-Pläner, der hier rot gefärbt ist, und gegen Hoppenstedt zu Scaphitenpläner.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

G. Simoens: Un exemple de transgression marine secondaire au sein d'un cycle sédimentaire type. (Bull. soc. belge de Géologie. Procès verbaux. **20**. 95. 10. April 1906.)

Aus der Schichtenfolge in einer Sandgrube im Bruxellien bei Brüssel wird gefolgert, daß das Übergreifen des Meeres des Bruxellien dort mit

abwechselndem Vordringen und Zurückweichen sowie Ruhepausen erfolgt sei, die durch lokale Bewegungen des Bodens bedingt gewesen seien.

In der Diskussion widersprachen die Herren Van den Broeck und Rutot diesen Ausführungen. **von Koenen.**

Michel Mourlon: Compte rendu de l'Excursion géologique aux environs de Bruxelles dans la région faillée de Forest-Uccle. (Bull. soc. belge de Géologie. Mém. **20**. 45.)

Bei Uccle sind das Yprésien, Bruxellien, Laekenien, Lédien und Wemmelien aufgeschlossen; jedes beginnt mit einer Kieslage und besteht aus Sand ohne Ton. Es wird eine Anzahl von Profilen genauer beschrieben, in denen z. T. kleine Verwerfungen auftreten, welche auch den darüber folgenden Schotter und Lehm abschneiden. **von Koenen.**

Michel Mourlon: Le Bruxellien des environs de Bruxelles. (Ann. soc. géol. de Belgique. **32**. 321.)

An der Basis und im oberen Teile des Bruxellien finden sich Quarzsande, hell oder eisenschüssig, dazwischen und darüber Kalksandsteine. Es werden dann Aufschlüsse näher beschrieben: 1. in einer großen Sandgrube bei Uccle-Calevoet, in der Verwerfungen auftreten; 2. bei Crabbegat zwischen „Die Weg" und der Avenue Defré; 3. zwischen der Avenue Brugmann und der Straße von Alsemberg, aus der eine Reihe von Fossilien angeführt werden, hauptsächlich Fische; 4. westlich der Straße von Alsemberg etc.; 5. bei Ixelles, wo auch Yprésien, Landenien etc. und bei 116,35 m Quarzit das Cambrium erbohrt wurden; 6. bei Watermael-Boitsfort. Auf der geologischen Karte müssen daher vier Abteilungen des Bruxellien unterschieden werden, je zwei kalkhaltige und je zwei reinsandige.

von Koenen.

H. Forir: Sur un puits artésien creusé en 1846 à la station du Nord, place des Nations à Bruxelles. (Bull. soc. géol. de Belgique. **33**. 2. Séances 22. April 1906. 103.)

Nach alten, wieder aufgefundenen Bohrproben wird ein Profil mit genauerer Gesteinsbezeichnung mitgeteilt, das Rutot schon 1889 (Proc. verb. Soc. belge de Géologie. 311—315) veröffentlicht hatte, welches bei ca. 75,98 m das Devon und bei ca. 107 m Wasser traf.

von Koenen.

L. Doncieux: L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales. (Bull. soc. géol. de France. Compt. rend. Séances 25. Juni 1906. 77.)

Das Untereocän besteht in den Corbières aus einem Wechsel von marinen und Süßwasserbildungen, die vorwiegen im Gegensatz zu der

Entwicklung in der Ariège und Haute-Garonne. Das Meer hat nach Osten nicht weit über die Linie Thézan—Fontjoncouse—Albas gereicht, und südlich Thézan finden sich 2 m mergelige Kalke mit Milioliten in über 100 m mächtigen Kalken mit *Physa prisca* und nordöstlich davon bei Terre-Rouge-Les Vals und im Tale des Rabet mehr und mächtigere Bänke mit Milioliten etc. zwischen den Süßwasserkalken, Mergeln und Sandsteinen des Thanetien und Sparnacien. Darüber folgt das Lutétien, die unteren und oberen Turritellenmergel, getrennt durch Alveolinenkalk und Cerithienmergel; die oberen Turritellenmergel enthalten eine enorm reiche Fauna, welche dem mittleren Grobkalk entspricht, soweit sie bekannte Arten enthält. Darüber folgen braune Sandsteine, Konglomerate und Süßwasserkalke mit *Bulimus Catalai* Depéret, der im Minervois im allerobersten Lutétien und dem Bartonien auftritt. Das Montien ist hiernach nicht nachgewiesen. **von Koenen.**

G. Velge: La géologie des Mines de Louvain. (Ann. soc. géol. de Belgique. **33**. 83. Mém.)

Über den ehemals als Rupelton gedeuteten Tonen des Obereocän bei Löwen liegen Gerölle, die als Basis des Rupélien angesehen werden, aber das Tongrien inf. vertreten. **von Koenen.**

J. Böhm: Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904. Briefl. Mitt. 141—145.)

Eine vom Direktor der D. Togo-Gesellschaft, Hupfeld, vom Lamasumpfe in Dahome auf französischem Gebiete mitgebrachte Probe eines mergeligen Kalksteins zeigt oberflächlich die gleichen Einfurchungen, wie die an Seerändern weit verbreiteten sogen. Furchensteine. Das Stück ist erfüllt von Versteinerungen, nämlich einer Siphonee *Dactylopora cylindrata* Lam., Foraminiferen (darunter aber keine Nummuliten) und Conchylien, wie *Venus Hupfeldi* n. sp. und *Turritella Eschi* Opp. Verf. möchte die Fauna und das Vorkommen für alttertiär ansehen entsprechend dem Eocän von Kamerun, wo gleichfalls Nummuliten fehlen.

M. Blanckenhorn.

Berg: Über die petrographische Entwicklung des niederschlesischen Miocäns. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1906. 3. 56.)

Während die mecklenburgischen Braunkohlen unter dem Mittelmiocän liegen, liegen die oberschlesischen über dem marinen Tegel des Mittelmiocän in Verbindung mit Quarzsanden an der Basis des Flammentons (Flaschentons), welcher oft Quarz- und Feldspat-Grand enthält, am Sudetenrande dafür lockeren Kaolin, bei Haynau etc. ferner Spateisensteinknollen. In einigen Bohrungen zeigte sich, daß der lockere Ton in zersetzte Ur-

schiefer übergeht, der Kaolin bei Saarau etc. in zersetzte Granite. Der Flammenton ist also wohl Abschlämmmasse der tief verwitterten Gesteine in einem Binnensee von den Sudeten her. Damals konnte jedenfalls Feldspat zu Kaolin verwittern. **von Koenen.**

Quartärformation.

E. Picard: Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. (Sonderabdr. a. d. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. **26**. Heft 3. 480—483. 1906.)

Verf. hat in einem an der Landstraße Eulau—Freyburg aufgeschlossenen Kiese der sogen. oberen Saaleterrasse (vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -446-) 7 Arten von Landschnecken und 2 Arten von Süßwasserschnecken, also im ganzen 9 Arten von Mollusken nachgewiesen. Davon sind als räumlich und zeitlich minder verbreitete Arten hervorzuheben: *Vitrina elongata* Drap., *Helix tenuilabris* Al. Br. und *Succinea Schumacherii* Andr. Mit dem Nachweise dieser Conchylien glaubt Verf., den ersten sicheren Nachweis dafür erbracht zu haben, daß die Schotter der oberen Saaleterrasse „nicht in einer Eiszeit (Vereisung Thüringens)" abgelagert worden sind [was indessen längst feststand. Ref.] **Wüst.**

S. Clessin: Die Conchylienfauna eines pleistocänen Tufflagers im Tale der Schwarzen Laaber bei Regensburg. (Nachrichtsblatt d. deutsch. malakozool. Ges. 38. Jahrg. 1906. 101—107.)

Aus dem vom Verf. für eine interglaziale Flußablagerung gehaltenen Kalktuffe im Tale der Schwarzen Laaber bei Regensburg werden 63 Arten von Landschnecken, 21 Arten von Süßwasserschnecken und 9 Arten von Süßwassermuscheln, also im ganzen 93 Arten von Mollusken angeführt. Als räumlich und zeitlich minder verbreitete Arten seien hier hervorgehoben: *Patula ruderata* Stud. sp., *Helix costellata* Al. Br., *H. carpathica* Friv., *H. tonnensis* Sdbg., *H. obvia* Hartm., *Pupa doliolum* Brug. sp., *Clausilia vetusta* Zgl. sp., *C. densestriata* Zgl. und *Vitrella allingensis* Cless. Der Conchylienbestand des Laaber-Travertines von Regensburg erinnert sehr an den der sogen. älteren Travertine Thüringens (bei Weimar und Taubach, bei Tonna usw.) und Frankens (bei Streitberg usw.). **Wüst.**

Wilhelm Freudenberg: Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße. (Ber. über d. Vers. d. oberrh. geol. Ver. **38**. 1906. p. 25.)

Verf. berichtet kurz über Beobachtungen bei Weinheim a. d. Bergstraße, welche eine diluviale Verwerfung von mehr als 60 m Sprunghöhe, die nahezu parallel den tertiären Rheintalspalten streicht, erweisen.

Wüst.

Hans Menzel: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 3. Das Kalktufflager von Alfeld an der Leine. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. **26**. Heft 1. 1—14. Berlin 1905.)

Verf. behandelt Auftreten, Entstehung, Schichtenfolge, Fossilien, Altersstellung und Verwendung des Kalktufflagers von Alfeld an der Leine, das eine im Mittel etwa 10 m über die Talsohle ansteigende Terrasse bildet. An Fossilien hat der Kalktuff einige nicht genauer bestimmte Pflanzen, 72 Arten von Mollusken und 7 Arten von Säugetieren geliefert. Die 72 Molluskenarten setzen sich zusammen aus 49 Arten von Landschnecken, 21 Arten von Süßwasserschnecken und 2 Arten von Süßwassermuscheln. Die meisten dieser Molluskenarten kommen auf dem Kalktufflager oder in der Nähe desselben noch lebend vor. Der heutigen Molluskenfauna der Umgebung von Alfeld fehlen von den Molluskenarten des Alfelder Kalktuffes: *Orcula doliolum* Brug., *Edentulina turritella* West., *Vertigo alpestris* Alder, *V. substriata* Jeffr. und *Valvata Andreaei* Mzl., von denen die beiden Vertigonen auf ein etwas kälteres Klima als das heute in der Gegend herrschende hindeuten. Von den Elementen der rezenten Molluskenfauna der Umgebung von Alfeld fehlen dem Alfelder Kalktuffe u. a.: *Helicogena pomatia* L., *Xerophila ericetorum* Müll., *Coretus corneus* L., *Cyclostoma elegans* Müll. und *Paludina contecta* Müll. Von den 7 nachgewiesenen Säugetierarten sind nur 2 sicher fossil: *Cervus elaphus* L. und *Castor fiber* L., die 5 übrigen Arten sind Haustiere, deren Reste von in historischer Zeit eingegrabenen Tieren herrühren dürften. Vornehmlich aus dem Charakter der Molluskenfauna folgert Verf., „daß die Hauptentwicklung der Kalktuffbildung dem Altalluvium angehört, ja, ihre Anfänge wohl noch bis in den Ausgang der Diluvialzeit zurückreichen".

Wüst.

Siegert und Weissermel: Über die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **58**. 1906. 32—49. Taf. VII.)

Die Verf. geben einen kurzen Überblick über die Gliederung des Quartärs der Gegend zwischen Halle und Weißenfels, welche sie später noch in einer ausführlichen Arbeit behandeln wollen. Siegert behandelt im wesentlichen das Gebiet rechts von der Saale, Weissermel im wesentlichen das Gebiet links von der Saale. Die Verf. unterscheiden im Quartär der von ihnen kartierten Gebiete die folgenden Glieder.

1. „Präglaziale Saaleschotter" ohne nordisches Gesteinsmaterial, gebildet vor der ersten nordischen Vereisung des Gebietes. Diese Schotter lassen sich auf zwei Terrassen verteilen, von denen die obere nur im äußersten Süden des Gebietes, zwischen Weißenfels und Kölzen, entwickelt ist, während die untere fast durch das ganze Gebiet von Weißenfels über Lützen bis in die Gegend von Weßmar, Röglitz und Groß-Kugel (zwischen Halle und Leipzig) zu verfolgen ist.

2. „Unteres Glazialdiluvium“, bestehend aus a) dem „Dehlitzer Bänderton“, b) der „unteren Grundmoräne“ und c) dem „unteren Glazialsande“.

3. „Interglaziale Schotter“ der Saale und Unstrut. Vor der Ablagerung dieser Schotter hat die Saale ein 20 m tiefes Tal erodiert. Hierher gestellte Saaleschotter werden von Groß-Jena über Dobichau bis nach Weißenfels, von Naumburg bis nach Weißenfels und von Weißenfels bis nach Reideburg östlich von Halle verfolgt. Der Schotterzug, der sich von Freyburg a. U. über Schleberoda, Leitza und Körbisdorf bis nach Merseburg verfolgen läßt, wird als ein interglazialer Unstrutabsatz betrachtet. Die „interglazialen“ Schotter führen häufig Fossilien. Die wichtigsten Fossilfundpunkte liegen bei Uichteritz und bei Körbisdorf. Von Uichteritz hat Wüst neben Conchylien *Elephas Trogontherii* angegeben; die Elefantenreste gehören indessen nach der Bestimmung Schroeder's zu *E. antiquus*. [An der Bestimmung der von mir untersuchten Reste als *E. Trogontherii* muß ich festhalten. Ref.] Von Körbisdorf führt Weissermel *Corbicula fluminalis*, *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* an. [Es ist ihm dabei entgangen, daß diese Arten schon 1901 von mir für Körbisdorf nachgewiesen worden sind und daß Freih. v. Fritsch und ich auch noch andere Arten von Körbisdorf in der Literatur angegeben haben. Ref.]

4. „Oberes Glazialdiluvium“, bestehend aus a) dem „Kriechauer Bänderton“, b) dem „Basalschotter“, c) der „oberen Grundmoräne“, d) dem „Bruckdorfer Bänderton“, e) dem „oberen Glazialsande mit der Dehlitzer Endmoräne“ und f) dem „Löß“. „Der an und für sich nicht sehr scharf hervortretende Rücken der Dehlitzer Endmoräne wird stellenweise noch verhüllt durch die Anlagerung eines Lößstreifens.“ Die Dehlitzer Endmoräne findet eine Fortsetzung nach Nordosten hin, die von Siegert über Taucha bis in die Gegend von Eilenburg verfolgt worden ist. Löß ist rechts von der Saale nur im äußersten Süden des Gebietes, südlich von der Linie Röcken—Öbles—Spergau vorhanden. An zwei Punkten, bei Rabutz zwischen Halle und Schkeuditz und bei Dörstewitz zwischen Halle und Merseburg sind fossilführende Schichten vorhanden, welche möglicherweise zu einer Verteilung des „oberen Glazialdiluviums“ auf zwei verschiedene Eiszeiten nötigen. Aus dem interglazialen „Rabutzer Beckenton“ hat Freih. v. Fritsch einige Fossilien, darunter *Rhinoceros Merckii*, angegeben. Leider läßt sich noch nicht mit Bestimmtheit sagen, ob die Rinne, in der der Rabutzer Beckenton abgelagert ist, in die untere oder in die obere Grundmoräne eingeschnitten ist. Bei Dörstewitz hat Weissermel zwischen zwei petrographisch verschiedenen Geschiebemergelbänken des „oberen Glazialdiluviums“ eine Sand- und Kiesschicht mit *Succinea Schumacherii* und einigen anderen — noch nicht bestimmten — Fossilien nachgewiesen. Er bemerkt dazu: „Solange diese räumlich sehr beschränkte Einschiebung fossilführenden Sandes zwischen zwei Geschiebemergelbänken ohne Analogon bleibt, zwingt sie bei der Armut der Fauna meines Erachtens nicht zur Annahme eines weiteren Interglazials, sondern kann

durch Oszillation erklärt werden. Sollte an einer anderen Stelle (Rabuz?) der Beweis erbracht werden, daß das jüngere Glazialdiluvium unseres Gebietes (über den interglazialen Flußschottern) doch Ablagerungen zweier Eiszeiten enthalte, so müßte die Deutung des Dörstewitzer Vorkommens einer nochmaligen Prüfung unterzogen werden."

5. „Postglaziale fluviatile Ablagerungen" der Saale und Elster.

6. „Alluviale fluviatile Ablagerungen", die in „Altalluvium" und „Alluvium" gegliedert werden.

Der Arbeit ist eine Übersichtskarte im Maßstabe 1:175000 (Taf. VII) beigegeben. **Wüst.**

S. Clessin: Eine interglaziale Conchylienfauna aus der Umgebung Münchens. (Geognost. Jahresh. 18. 1905. München 1906. 39—42.)

Die große Kiesgrube bei Ismaning schließt unter einer braunen Lehmbank mit *Pisidium glaciale* Cless. und „anderen Lößconchylien" einen „nacheiszeitlichen" Isarkies auf, in dem sich zwei offenbar nicht weit transportierte conchylienreiche Kalktuffschollen vorfanden. Diese Kalktuffschollen lieferten 30 Arten von Landschnecken, 1 Art von Süßwasserschnecken und 2 Arten von Süßwassermuscheln, also im ganzen 33 Arten von Mollusken. Als räumlich und zeitlich minder verbreitete Arten seien hier hervorgehoben: *Vitrina elongata* Drap., *Helix bidens* Chemn., *H. villosa* Drap., *H. edentula* Drap., *H. unidentata* Drap., *Pupa secale* Drap., *P. dolium* Drap., *P. columella* Benz, *P. Genesii* Gredl., *Clausilia corynodes* Held und *Azeca tridens* Mke. Das Vorkommen von *Azeca tridens*, *Helix bidens* und *Acme polita* ist für den Verf. „hinreichend, um die Ismaninger Tuffschollen als interglazial und deren Fauna als zu gleicher Zeit mit den Faunen der übrigen mittel- und süddeutschen Tuffe existierend zu betrachten" [! Ref.]. **Wüst.**

Hugo Glück: Eine fossile Fichte aus dem Neckartal. (Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. 4. (4.) 1902. 399—428. Taf. VI.)

Verf. beschreibt ausführlich Zapfen und Holz von *Picea excelsa* (Lam.) Link var. *alpestris* Brügger, einer heute mit Sicherheit nur aus den Schweizer Alpen bekannten Fichtenvarietät, aus dem diluvialen oder wahrscheinlicher oberpliocänen Töpfertone von Eberbach im Neckartale. Beigegeben ist eine Übersicht über die bisher bekannten fossilen Fichtenreste. **Wüst.**

H. Klose: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der *Litorina*-Senkung. (9. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald 1905. Greifswald 1904. 88 p. 3 Taf. 1 K.)

Die Stromtäler Vorpommerns sind nach zwei Richtungen orientiert, einer südöstlichen—nordwestlichen und einer südwestlichen—nordöstlichen. Nach ihren Beziehungen zur Inlandeisbedeckung werden sie in Haupt-, Rand- und Quertäler unterschieden. Die Haupttäler sind: das mecklenburg-pommersche Grenztal (mit Landgraben, Tollense, Peene, Trebel, Recknitz), das Peene-Ibutztal, Ziesetal-Strelasund.

Eine Übersicht über die Moore Vorpommerns sowie über den geologischen Bau des Flözgebirges, der Beziehungen zwischen Tektonik und Talverlauf folgt, alsdann werden die Bohrergebnisse mitgeteilt (s. Profiltafeln). Als Zusammenfassung ergeben sich folgende Sätze: Die Täler verdanken ihre Entstehung und Ausgestaltung der Wirkung fließenden Wassers. Die Querprofile zeigen daher analogen Verlauf wie bei rezenten Flüssen. Der Lauf der heutigen Flüsse ist meist von der Gestalt des ursprünglichen Talbodens unabhängig. Die alte Talsohle besitzt in der Regel nur geringes, z. T. kein Gefälle. Die alte Talsohle liegt fast durchgehend tiefer als der Spiegel der heutigen Ostsee.

Des weiteren werden die Nachweise der *Litorina*-Senkung in Vorpommern erörtert; für das Peenetal folgt eine Senkung von ca. 20 m, die Senkung war eine ungleichmäßige.

Die hydrographische Entwicklung der Stromläufe wird textlich und auf der Karte erläutert. **E. Geinitz.**

K. Keilhack: Die große baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. Eine Antwort an Herrn G. Maas. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904. Briefl. Mitt. 132—141.)

Verf. hält an seiner Ansicht fest, 1. betr. der Einheitlichkeit der sogen. großen baltischen Endmoräne (sie wird in ihrer ganzen Ausdehnung von einem zusammenhängenden Streifen Grundmoränenlandschaft begleitet, liegt überall auf den höchsten Erhebungen des baltischen Höhenrückens, mit der Wasserscheide zusammenfallend und ist einheitlich entwickelt), 2. betr. der Einheitlichkeit des Thorn-Eberswalder Haupttales.

E. Geinitz.

J. Martin: Das Studium der erratischen Gesteine im Dienste der Glazialforschung. (Ber. Oldenburger Ver. f. Altertumsk. u. Landesgeschichte. 14. 1906. 26—50. 3 Taf.)

Verf. gibt in vorliegender Schrift die Hauptergebnisse seiner zahlreichen bisherigen glazialgeologischen Untersuchungen.

„Die Geschiebe, im Verein mit den Schrammen, Endmoränen und Åsar lehren, daß die seitherige Anschauung, wonach die gesamte Eismasse ihre Stromrichtung zeitweise gewechselt haben soll, nicht haltbar ist. Aus lokalen Ursachen haben zwar hier und da in beschränktem Maße Änderungen in der Flußrichtung des Eises Platz gegriffen, die

Bewegungsrichtungen der Hauptmasse des Eises dagegen sind während aller Entwicklungsphasen einer jeden Invasion dieselben geblieben."

Außer der verschiedenen Richtung der Gletscherschrammen auf anstehendem Fels war es der Befund, daß die Geschiebe des norddeutschen Flachlandes sowohl aus Schweden als aus Esthland stammen, sowie das Vorkommen zweier Grundmoränen, daß man glaubte, die Bewegungsrichtung des Inlandeises habe gewechselt, daß man einen älteren und jüngeren „baltischen Eisstrom" von O.—W.-Richtung unterschied und einen Hauptstrom zwischen beiden, der sich fächerförmig in NW. bis NNW.—SSO.-Richtung ausbreitete. Baltisches Geschiebematerial in Holland ließ für dort einen der baltischen Eisströme annehmen; indessen hatte Martin in Oldenburg kein finnisches Gestein und äußerst wenig südnorwegisches nachweisen können, dagegen sehr viel aus Dalarne, dem südwestlichen Teil des Bottnischen Busens, inkl. Ålandsinseln, des weiteren aus der östlichen Hälfte des weiter südlich gelegenen Schweden und angrenzenden Ostseegebietes, endlich zahlreiche schonensche Basalte; dagegen keine von Bornholm und dem westlichen Schweden. Die Eismassen, welche nach Oldenburg gelangten, hatten sonach ihren Ausgang von Dalarne und Jemtland; flossen in südöstlicher Richtung nach dem Bottnischen Busen ab, überschritten die Ålandsinseln, um südlich davon den von Dalarne kommenden Eisstrom aufzunehmen und dann der Ostsee zu folgen; in der Höhe von Nordöland betrat das Eis das Festland und floß über Schonen nach Oldenburg und Holland in südwestlicher Richtung. Die esthländischen Geschiebe erhielt dieser „baltische" Strom aus weiter in die Ostsee hinausreichenden Lagerstätten dieser Gesteine. Die vereinzelten norwegischen Geschiebe entstammen vielleicht als Verschleppung einer vom Christianiafjord bis Seeland erstreckten älteren Eiszunge (die schwedisch-baltische Moräne ist mehrorts von einer norwegischen unterlagert).

In Oldenburg kennt man nicht zwei oder drei übereinander lagernde Grundmoränen, das gesamte Geschiebematerial ist vielmehr einer einzigen Moräne einverleibt; es war also nur eine einzige Vereisung und zwar die sogen. Hauptvereisung und diese war hier ein baltischer NO.—SW.-Strom. Das gleiche gilt von Holland.

Auch im übrigen Norddeutschland hatte das jüngste Eis dieselbe Bewegung wie das Haupteis (die Verschiedenheit der Schrammenrichtung wird auf lokale Störungen zurückgeführt); der Mangel an schonenschen Basalten in Dänemark, während sie bei Lübeck reichlich sind, spricht für eine Bewegungsänderung dort in der Zeit des Rückzuges: nach der Richtung der Schrammen und Åsar war hier im westlichen Teile der Ostsee und im südlichen Schweden eine SO.—NW.-Bewegung, von wenig mächtigem Eis, d. h. eine lokale Stromänderung. Im Innern Schwedens sind die Bewegungen des rückweichenden Eises in denselben Richtungen, wie in den Zeiten als Norddeutschland noch eisbedeckt war; erst im Bereich der Eisscheide finden sich Änderungen der Stromrichtung, die jedoch nur lokalen Charakter tragen.

Theoretisch würde das dortige Diluvium folgende Gliederung von unten nach oben zeigen:

1. Frühfluviatil. Große Wassermengen und Eisgang der Flüsse infolge der die Ausbreitung des Inlandeises bedingenden starken Niederschläge verursachen Transport südlicher Steine nach Norden.

2. Frühhvitåglazial. Schmelzwasserströme des nahenden Eises vermengen nordisches Material, welches schließlich vorherrscht.

3. Subglazial, Grundmoräne oder Geschiebeglazial } Moränenglazial.
4. Inglazial, Innenmoräne oder Geröllglazial }

Das Inlandeis bedeckt die vorigen Ablagerungen mit Grundmoräne, welche aus der Innenmoräne durch subglaziale Abschmelzung in den peripheren Teilen des Eises entstanden ist, und nicht wie sonst angenommen, als solche vom Eise verfrachtet wurde[1].

Beim Rückzug des Eises gelangte der Rest der in ihm enthaltenen Schuttmassen unter dem Einfluß der Schmelzwasser als abgelagerte Innenmoräne zum Absatz.

5. Späthvitåglazial und 6. Spätfluviatil. Nach weiterem Rückzug kamen zuerst die Schmelzbäche und sodann die einheimischen Flüsse zur Geltung.

Oszillationen des Eisrandes ließen eine scharfe Trennung dieser sechs Abteilungen nicht zustande kommen (gemengtes Diluvium). Interstadiale Bildungen können durch das Vorkommen von Kantengeröllen nachgewiesen werden[2].

Auch die Reliefgestaltung des Landes „ist der Ausdruck eines von NO. nach SW. sich fortbewegenden Inlandeises".

Endmoränen und Åsar können aus Geschiebe- oder Geröllmaterial bestehen, also aus Grund- oder Innenmoräne (auch gemischt), erstere stehen senkrecht zur Eisbewegung, die Åsar verlaufen ihr parallel. Die Dammer Berge sind ein Geröllås mit umgelagertem Material der alten Fluviatils; im nordwestlichen Oldenburg beteiligen sich an der Bodengestaltung nur Grundmoräne und Frühhvitåglazial, der auffällige Parallelismus der Flußläufe (ebenso in Ostfriesland) entspricht Bodenunebenheiten, die durch die Schmelzwasser des Inlandeises hervorgerufen wurden. „Ein- und Durchragungen" mögen teilweise auch interstadiales Spätfluviatil darstellen.

Die „Pseudo-Endmoränen und -Åsar" zwischen Rhein und Vecht gehören dem Endabschnitt der Eiszeit an; trotz ihres fluviatilen Ursprungs zeigen sie eine durch die SW. gerichtete Eisbewegung bedingte Gesetzmäßigkeit. Der Höhenzug zwischen Grebbe am Rhein und Zuider-See

---

[1] Die Grundmoräne ist nach Drygalski eine Packung von Steinen, Grand, Sand und Schlick, in welcher die Schichtung fast vollkommen dadurch verloren gegangen ist, daß das Eismaterial immer mehr zusammenschwand und nur den Inhalt zurückließ.

[2] Statt des noch häufig gebrauchten Ausdruckes „Kantengeschiebe" möchte Ref. den seinerzeit von ihm vorgeschlagenen Ausdruck „Kantengerölle" empfehlen, der den Unterschied von den glazialen „Facettengeschieben" und die ursprüngliche Natur der meist eigentlichen Gerölle besser zum Ausdruck bringt (Arch. Nat. Meckl. 1886 und dies Jahrb. 1887. II).

besteht aus südlichem Material, seinen endmoränenartigen Charakter verdankt diese Pseudoendmoräne der Aufschüttung eines Uferwalles vom Rhein am Eisrande. Die zahlreichen Pseudoåsar der Veluwe sind analog entstanden. Ems, Vecht und Rhein scheinen die Grenzen dieser Höhenzüge zu bilden. In ihrem Verbreitungsgebiet findet sich allerdings auch nordisches Material; jenseits des Rheins ist aber Glazial selbständig nicht entwickelt.

In horizontaler Gliederung kann man sonach unterscheiden: glaziales, glazial-fluviatiles und fluviatiles Diluvium.

Aus den Stillstandslagen sowie aus der Richtung der Åsar kann man sich die Form des Eisrandes rekonstruieren (Taf. 3).

In einem Schlußwort geht Verf. noch auf die Arbeiten von Jonker und Holmström ein: Die Geschiebe von ostbaltischem Charakter können auch durch Verschleppung hergeführt sein oder von weiter westlich anstehendem Fels stammen. Die schwedischen Schrammen stammen wahrscheinlich aus jüngerer Zeit, da die älteren Schrammen der Glazialerosion zum Opfer gefallen sind, das gesamte Diluvium südlich der Ostsee wird für älter als das schwedische angesehen. Der Nachweis einer Verschiebung der Nährzentren und der daraus resultierenden Stromänderungen läßt Holmström folgern, daß eine allgemeine Vergletscherung, die sich gleichzeitig über das ganze Gebiet erstreckte, nicht existiert habe; das ist nur mit bedeutenden Niveauänderungen möglich und diese Annahme erscheint wiederum unhaltbar. **E. Geinitz.**

Paläontologie.

Faunen.

Charles W. Johnson: Annotated List of the Types of Invertebrate Cretaceous fossils in the Collection of the Academy of Natural Sciences, Philadelphia. (Proc. Acad. of Nat. Sc. of Philadelphia. **57**. 1905. 4—28.)

Es werden mit Ausschluß der Foraminiferen 400 Arten mit ihrer Synonymie aufgeführt, die allen Invertebraten-Klassen angehören, den Beschreibungen Gabb's, Morton's, Whitfield's und einiger anderen Autoren zugrunde gelegen haben und in der Academy of Natural Sciences zu Philadelphia aufbewahrt werden. Die Gattungsbestimmungen sind dem heutigen Stande der Wissenschaft entsprechend berücksichtigt.

J. Böhm.

P. Oppenheim: Über einige Fossilien des Côte des Basques bei Biarritz. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1906. 77—91. Taf. 9.)

Aus den blauen Mergeln des Côte des Basques beschreibt Verf. *Trochocyathus pyrenaicus* Mich., *Balanophyllia geniculata* d'Arch., *Parasmilia flabelliformis* Opph., *Flabellum appendiculatum* Brongn., *Cytherea vasconum* n. sp., *Cerithium cinctum* Brug., *C. sublamellosum* d'Arch., *Gibbula lucida* n. sp., *Syrnola (Loxoptyxis) biarritzensis* n. sp., *Diastoma biarritzense* n. sp., *Nassa prisca* n. sp., *Eutritonium (Sassia) biarritzense* n. sp., *Streptochetus pulveris* n. sp., *Sycum Tournoueri* n. sp., *Metula biarritzensis* n. sp., *Cypraedia Degrangei* n. sp., *Marginella (Faba) gibberosa* n. sp., *M. portus* n. sp., *Mitra Degrangei* n. sp., *M. vasconum* n. sp., *Drillia (Crassispira) turella* Lam., *D. nodulosa* Lam., *Pleurotoma (Hemipleurotoma) vasconum* n. sp. und *Conorbis dormitor* Sol. Verf. weist noch gegenüber Cossmann darauf hin, daß *Eburna Caronis* Brongn. von *Sangonini* Typus der Gattung *Latrunculus* Gray und nicht der Gattung *Peridipsacus* Rov. ist.

Joh. Böhm.

Mensch.

Otto Schoetensack: Beiträge zur Kenntnis der neolithischen Fauna Mitteleuropas mit besonderer Berücksichtigung der Funde am Mittelrhein. (Verh. d. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. 8. 1904. 1—118. 7 Taf.)

Verf. gibt eine sehr dankenswerte Zusammenstellung der bis jetzt vorliegenden Arbeiten über die Verbreitung und Geschichte von Pferd, Schwein, Edelhirsch, Reh, Schaf, Ziege, Rind, Bison, Bär und Hund unter besonderer Berücksichtigung der beschriebenen Haustierrassen.

Pferd ist in den neolithischen Ablagerungen auffallend selten, während es im Palaeolithicum, namentlich in Solutré überaus häufig war. Am Rhein hat Verf. Pferdereste bei Untergrombach und bei Neuenheim gefunden.

Was die Abstammung des Torfschweins betrifft, so schließt sich Verf. eher der Rütimeyer'schen Ansicht an, daß an dessen Entstehung asiatische Formen, *Sus vittatus*, beteiligt seien, als der Nehring'schen, wonach das Torfschwein nichts anderes wäre als ein domestiziertes europäisches Wildschwein, wenn auch ein Teil der Pfahlbauschweine wirklich von dem letzteren abstammen dürfte. Für die Rütimeyer'sche Ansicht spricht unter anderem auch die Beschaffenheit der Schweine aus dem Pfahlbau von Ripac in Bosnien, besonders aber der Umstand, daß auch das Schwein aus den Kjökkenmöddinger Dänemarks, die noch über die neolithische Zeit zurückdatieren, dem Torfschwein viel ähnlicher ist als dem Wildschwein. [Daß das Torfschwein mit dem Menschen aus Asien gekommen sein dürfte, ist immerhin nicht ausgeschlossen, um so mehr aber ist die Rütimeyer'sche Annahme eines wilden europäischen Torfschweins zu bekämpfen. Ref.] Die ältesten unzweifelhaften Überreste von Schaf finden sich im echten Pleistocän von Mähren und Böhmen und am Schweizersbild in der paläolithischen Schicht. In den ältesten Pfahlbauten ist die Ziege häufiger als das Schaf, in Dänemark fehlt jedoch anfangs die Ziege. Während Keller den Ahnen des Hausschafes im afrikanischen *Ammotragus tragelaphus* sucht, leitet es Dürst von *Ovis longipes* ab. Die dänischen Autoren nehmen Import des Hausschafes aus südlichen Gegenden an. Eine zweite aber große Schafrasse der neolithischen Zeit, *Ovis aries Studeri*, scheint Beziehungen zum sardinischen Mufflon zu haben. Aber bald fanden zwischen ihm und dem kleinen ziegenhörnigen *Ovis aries palustris* Kreuzungen statt. Neben der kleinen Ziege der Pfahlbauten tritt bald eine größere, mit *Capra aegagrus* verwandte Form auf.

Die Hausrinder stammen nach Rütimeyer teils von Bibovinen, teils von Taurinen ab. In den Pfahlbauten kommt eine *Primigenius-*, eine *Brachyceros-*, eine *Frontosus-* und eine *Brachycephalus*-Rasse vor. Die *Primigenius*-Rasse erscheint in den schweizerischen Pfahlbauten später als die zu *Brachyceros* gehörige kleine Torfkuh. Manchmal findet sich auch ein aus *Primigenius* gezüchtetes hornloses Rind; ein solches ist aber in Afrika auch aus *Brachyceros* entstanden. *Brachycephalus* ist nur eine Mopsbildung der beiden ersteren Rassen, die aber vorwiegend aus einem

südeuropäischen *Brachyceros* hervorgegangen ist. Nehring und Dürst leiten alle Hausrinder von *Primigenius* ab. Die *Frontosus*-Rasse ist wohl nur ein Zuchtprodukt von *Brachyceros* oder eine Kreuzung von diesem mit *Primigenius* und in der neolithischen Zeit fast nur auf Skandinavien und England beschränkt. *Brachyceros* scheint wohl von Süden eingeführt worden zu sein.

Der Haushund wird von Woldrich teils vom Wolf, teils von einem wilden *Canis Mickii*, dem Stammvater des *palustris*, teils von dem *C. hercynicus*, dem Stammvater des *C. familiaris Spaleti*, abgeleitet. Auch Studer nimmt als Stammform des Haushundes eine wilde Hundeart an, später fanden aber auch Kreuzungen mit Wölfen statt. Nehring führt die Haushunde teils auf Wölfe, teils auf Schakal zurück. Studer unterscheidet zwei Gruppen von Hunden, die paläarktische mit *C. familiaris palustris* mit Battakhund, Spitz, Pintscher, *C. familiaris Inostranzewi* mit nordischen Schlittenhunden, Elchhund, Neufundländer, Bernhardiner, Dogge, Mops *C. familiaris Leineri* mit Deerhounds, *C. familiaris intermedius* mit Jagdhund, Dachshund und *C. familiaris matrisoptimae* mit Schäferhund, Collie, Pudel und die südlichen Hunde, Dingo, Tengger-, Paria-, Windhund, Tibetdogge. Hiervon existieren *C. familiaris palustris, Inostranzewi* und *Leineri* schon in den steinzeitlichen Pfahlbauten, während *intermedius* und *matrisoptimae* erst in der Bronzezeit auftreten.

Was die neolithischen Funde vom Mittelrhein betrifft, so kennt man spärliche Reste von Pferd von Untergrombach und Neuenheim. An diesen beiden Lokalitäten ist Schwein ziemlich häufig, der größere Teil hiervon stimmt mit *Sus palustris* überein, dagegen haben nur wenige die Merkmale des Wildschweins an sich. Von Worms kennt man nur Torfschwein. Die Schafreste der beiden erstgenannten Lokalitäten verteilen sich auf das Torfschaf und auf *Ovis aries Studeri*, doch ist letzteres bei Neuenheim schon mit dem Torfschaf gekreuzt, das auch bei Worms in den Wohngruben anzutreffen ist. Die Ziege ist bei Neuenheim und Worms sehr selten. An der ersteren Lokalität ist die großhörnige Form vertreten Reste von Edelhirsch sind sowohl bei Untergrombach als auch bei Neuenheim sehr häufig, um so seltener hingegen finden sich solche von Reh.

Unter den Rinderresten von Neuenheim kommen Kreuzungsprodukte von *Brachyceros* und *Primigenius* vor, ferner *Brachycephalus* und der mit *Primigenius* zusammenhängende *Trochoceros*. Unter den Kiefern ist sowohl *Primigenius* als auch *Brachyceros* vertreten, die meisten Reste dürfen jedoch als Mischform von beiden Rassen bezeichnet werden, an der aber *Brachyceros* am meisten beteiligt war. Bei Untergrombach ist *Bos primigenius* wenigstens der Zahl der Phalangen nach auffallend häufig. In Rheingewann bei Worms, Schwabsburg findet sich nur *Brachyceros*, bei Monsheim daneben auch *Primigenius*, und in Osthofen kommt nur ein großes Hausrind vor. Bisonreste kennt man von Neuenheim und von Mölsheim.

Reste des braunen Bären fanden sich bei Neuenheim, während Untergrombach durchlochte Eckzähne von Wildkatze und von Dachs geliefert

hat. Aus den neolithischen Gräben von Reingewann bei Worms liegen einige Reste eines Haushundes von mittlerer Größe vor, eine Rasse von ähnlichen Dimensionen war auch bei Neuenheim und Untergrombach vertreten, während bei Schwabsburg eine dem *Canis familiaris Inostranzewi* ähnliche Rasse gelebt hat.

Der Arbeit ist ein umfangreiches Literaturverzeichnis beigegeben.

M. Schlosser.

Säugetiere.

W. D. Matthew: The Collection of fossil Vertebrates. (Suppl. to the Amer. Mus. Journ. III. No. 5. 1903. Guide Leaflet No. 12.)

—: The fossil Carnivora Marsupials and Small Mammals in the American Museum of Natural History. (Ibid. V. No. 1. 1905. Guide Leaflet. No. 17.)

Diese Führer behandeln in populärer Darstellung die Überlieferung fossiler Wirbeltiere, die Aufsammlung, Präparation und Montierung ihrer Überreste und ihre Anordnung im American Museum. Aber auch der Fachmann, dem es nicht vergönnt ist, diese Schätze selbst zu bewundern, wird für die beigegebenen Abbildungen, die teils das Aufsammeln im Felde, teils besonders wichtige Skelette und Rekonstruktionen fossiler Tiere darstellen, diese Schriften freudig begrüßen. Im ersten Heft ist die Systematik nur in großen Zügen berücksichtigt, das zweite Heft hingegen ist schon mehr als ein bloßer Führer, denn es enthält eine ziemlich eingehende Schilderung der einzelnen Familien der Creodonten, Carnivoren, Insectivoren, Nager, Multituberkulaten und der mesozoischen Trituberkulaten nebst einen Überblick über die Geschichte der Säugetiere. Sie sind wahrscheinlich aus theriodonten Reptilien entstanden und zwar erfolgte zuerst eine Spaltung in Monotremen einerseits und in Marsupialier und Placentalier anderseits. Diese letzteren begannen mit kleinen arborikolen Formen von sehr einförmiger Organisation. 44 Zähne M, trituberkulär, Gehirn klein, einfach, Schwanz lang, Extremitäten fünfzehig, erste Zehe opponierbar.

M. Schlosser.

Sidney H. Reynolds: A Monograph of the British Pleistocene Mammalia. 2. Part I. The Cave *Hyaena*. (Palaeontographical Society. London 1902. 1—25. pl. I—XIV.)

Diese Arbeit bringt eine detaillierte Beschreibung, die mit prächtigen Illustrationen versehen ist. Da sie jedoch nur die bereits zur Genüge bekannte Höhlenhyäne, *Hyaena crocuta*, behandelt, so kann auf den speziellen Teil nicht eingegangen werden. Es sei hier nur bemerkt, daß die beigegebene Abbildung beim Bestimmen von Hyänenresten überaus wertvolle Dienste leisten dürften, ebenso sind die historischen Notizen und die Angaben über die Verbreitung der Höhlenhyäne von großer Wichtigkeit. Aus

vielen englischen Höhlen werden Reste dieses Tieres zitiert: Somerset, North Wales, Yorkshire, Devon etc. Es ist jedoch nicht uninteressant, daß die Höhlenhyäne nicht weiter nördlich geht als nach Yorkshire, während sie Schottland und Irland nie betreten hat. Außer in Höhlen hat sie auch Überreste in Aymestry, Brentford, in der Dogger Bank, Erith, Fisherton bei Salisbury, bei Rugby, Maidstone, Walton in Essex, Yarmouth und Weston super Mare hinterlassen. Sie scheint am Ende des Pliocän aus Indien gekommen zu sein, und von der indischen *H. Colvini* abzustammen. Von der lebenden *H. crocuta* unterscheidet sie sich z. T. durch den größeren Schädel und die kürzeren Metacarpalia. **M. Schlosser.**

G. Grandidier: Recherches sur les Lémuriens disparus et en particulier sur ceux qui vivaient à Madagascar. (Nouv. Arch. du Mus. (4.) Paris 1905. 142 p. 27 Textfig.)

Verf. vergleicht zuerst die Osteologie der lebenden Lemuren mit der der Affen. Schon in ihrem äußeren Habitus entfernen sich die Lemuren weit von den Affen, und noch mehr gilt dies von ihrer inneren Organisation — Schädel, Gebiß, Gehirn, Embryologie, Extremitätenbau. Von einer Schilderung dieser Verhältnisse kann hier jedoch Abstand genommen werden.

Es folgt dann eine Übersicht über die Lemuren der älteren europäischen Tertiärzeit. Es sind dies die Gattungen *Adapis*, *Necrolemur* und *Pronycticebus*.

Adapis. Der Schädel zeichnet sich durch die Kleinheit der Stirnbeine, die geringe Wölbung der Scheitelbeine, die Länge und Höhe des Scheitelkammes, durch die vertikale Stellung des Occipitale und des Hinterhauptslochs, durch die Größe der Paukenbeine; durch die kräftigen Jochbogen, durch die Lage der Tränengrube innerhalb der Augenhöhle, die lange Schnauze und die starke Entwicklung des aufsteigenden Kieferastes aus. Im ganzen ist der Schädel dem der Lemuren viel ähnlicher als dem der Affen, aber er nähert sich noch mehr dem der Creodonten, als dies bei den Lemuren der Fall ist. Bei *Adapis magnus* ist die Schädelkapsel verhältnismäßig größer als bei *parisiensis*, dagegen sind seine Zähne einfacher gebaut. Die Extremitätenknochen lassen sich nur mit denen von *Lemur* vergleichen.

Necrolemur hat wie die lebenden Indrisinen ein großes Cranium, geschlossene Orbitae, große Paukenbeine und vierhöckerige M im Oberkiefer. Die Zahnformel wäre $\frac{2.1.3.3}{?.1.4.3}$.

Da Verf. an anderer Stelle eine besondere Bearbeitung dieser eocänen Formen angekündigt hat und auch Ref. demnächst sich mit denselben befassen wird, so ist es überflüssig, hier auf die gegebene Schilderung näher einzugehen. Dagegen interessiert uns um so mehr die Entdeckung eines neuen Primaten aus den Phosphoriten von Quercy (Lokalität Memerlein), nämlich des

Pronycticebus Gaudryi n. g. n. sp. mit $\frac{?.1.4.3}{?.1.4.3}$, der aber aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem vom Ref. aufgestell-

ten, vom Verf. jedoch ignorierten Genus *Cryptopithecus* aus dem Bohnerz von Frohnstetten identisch ist. Der Schädel ist ziemlich breit und mit einem nicht sehr kräftigen Scheitel- und Supraoccipitalkamm versehen. Die Bullae osseae sind ziemlich groß. Die Augenhöhle scheint hinten nicht geschlossen zu sein. Die Zahnformel ist $\frac{?.1.4.3}{?.1.4.3}$. Von den oberen P sind P_1 und P_2 einspitzig, aber der letzte schon zweiwurzelig. P_3 und P_4 haben je drei Wurzeln, aber nur zwei Höcker. Die M haben je zwei Außenhöcker und einen großen Innenhöcker, ein zweiter kleinerer Innenhöcker ist nur an M_1 und M_2 vorhanden. Die hinteren P und M sind viel breiter als lang. Von den unteren P ist der erste einhöckerig und einwurzelig, P_2 und P_3 sind einspitzig und zweiwurzelig. P_4 hat einen Talon und die Andeutung eines Innenhöckers. Die Vorderhälfte der M ist höher als die Hinterhälfte, aber wie diese zweihöckerig, M_3 besitzt außerdem noch einen Talon.

Was die ausgestorbenen Wirbeltiere Madagaskars betrifft, so datieren die ersten Funde, bestehend in einem Ei von *Aepyornis*, bereits über 50 Jahre zurück. Vor 40 Jahren fand dann der Vater des Verf. die ersten Knochen eines fossilen *Hippopotamus* und Knochen von *Aepyornis*. Seit etwa 10 Jahren kennt man aus Madagaskar auch die Reste von ausgestorbenen Lemuren. Der berühmteste Fundort sind die Torflager von Antsirabé im Zentrum dieser Insel. Ein zweiter, mehr nördlich, wird Ampasambazimba genannt: die Knochen liegen hier zerstreut unter dem Humus, auf einem Kalksinter. Die übrigen Lokalitäten, darunter Ambolisatra, befinden sich an der Westküste, die Knochen liegen hier im wasserführenden Humus höchstens zwei Meter tief. Im Gegensatz zu diesen wohl unerschöpflichen Fundstellen scheint die Höhle von Andrahomana bei Fort Dauphin vollkommen ausgebeutet zu sein.

Von Fischen und Batrachiern hat man bis jetzt nur unbestimmbare Überreste gefunden. Die Schlangen sind durch die noch jetzt in Madagaskar lebenden Gattungen *Pelophilus* und *Heterodon* vertreten, die Krokodile durch *Crocodilus robustus*, der jetzt nur mehr die großen Seen dieser Insel bewohnt, während an jenen Lokalitäten *Crocodilus madagascariensis* lebt. Von Schildkröten hat man die rezente *Testudo radiata* und zwei ausgestorbene Arten *T. abrupta* nnd die riesige *T. Grandidieri* nachgewiesen. Sie kommen nur in dem Gebiete der Kalklager und in der Höhle von Andrahomana vor.

Unter den Vögeln verdienen das meiste Interesse die Ratiten *Aepyornis* und *Müllerornis*; der erstere hat im Bau des Sternum, des Beckens und der Laufbeine Ähnlichkeit mit *Apteryx*, jedoch fehlt die Hinterzehe und das Femur ist kurz und massiv. Vom Emu unterscheidet er sich durch die Kürze von Tibia und Metatarsus, noch etwas näher steht *Dinornis*. *Müllerornis* nähert sich dem Casuar. Von Carinaten kennt man *Ardea*, *Platalea*, *Plotus*, *Anas*, ferner die ausgestorbenen *Centrornis*, *Sarcinioides* und *Tubonyx*.

Von Säugetieren werden zwei Edentaten angegeben, *Plesiorycteropus* und *Bradytherium*, letzteres auf einem *Bradypus*-ähnlichen Femur basierend,

ein Rind, *Bos madagascariensis* mit gegabelten Dornfortsätzen der Rückenwirbel, drei zweifelhafte Arten von *Hippopotamus Lemerlei*, *leptorhynchus* und *madagascariensis*, eine ausgestorbene Nagergattung *Hypogeomys australis*, ferner *Cryptoprocta ferox* var. *spelaea* und *Viverra fossa* und *Schlegeli*. *Pteropus*, *Phyllorhinus* und *Cenetes* haben nur in den Höhlen fossile Überreste hinterlassen. Die so wichtigen fossilen Lemurenreste verteilen sich auf die Gattungen *Megaladapis, Lemur, Palaeopropithecus* und *Archaeolemur*.

Die Tiere haben sämtlich zweifellos gleichzeitig mit dem Menschen gelebt, denn die Knochen zeigen häufig sogar Beschädigungen durch Eisenwerkzeuge, auch kommen in den Knochenschichten Topfscherben und sogar Flintensteine! vor, wie sie noch jetzt die Eingeborenen an ihren Gewehren haben. Die Ursache des Aussterbens der erwähnten Tiere sucht Verf. in der immer mehr zunehmenden Austrocknung des Landes.

Die *Megaladapis*-ähnlichen Lemuren sind: *Megaladapis madagascariensis* Maj. (= *Thaumastolemur Grandidieri* Filh. und *Filholi* Grand.), *Megaladapis Edwardsi* Grand. (= *Peleoriadapis Edwardsi* Grand., *Megaladapis insignis* Maj., *M. brachycephalus, dubius, Palaeolemur destructus* Lor., *Mesoadapis destructus* Lor.), wesentlich größer als der erstere.

Megaladapis Grandidieri Standing, der Größe nach zwischen beiden in der Mitte stehend, ausgezeichnet durch die Breite der Stirnbeine zwischen den Augenhöhlen, auch beginnt die Zahnreihe weiter hinten. [Diese Art ist sehr problematisch. Ref.]

Der Schädel von *Megaladapis* ist langgestreckt und mit einem kräftigen Scheitelkamm versehen und umschließt ein fast glattes Großhirn, welches kaum über das Kleinhirn übergreift; die kleinen Augenhöhlen stehen schräg seitlich, die hohen Jochbogen liegen dem Schädel ziemlich dicht an, das Hinterhaupt steht vertikal und ist gegen die Scheitelbeine durch eine Supraoccipitalcrista abgegrenzt. Diese Merkmale sind den Lemuren sonst fremd oder doch nur teilweise und in geringerem Grade vorhanden, dagegen finden sie sich bei *Adapis*, den Verf. auch zu den Lemuren zählt. Aber manche dieser Merkmale sind auch nur dem erwachsenen Schädel von *Megaladapis* eigen, wie die geringe Wölbung der Schädelkapsel und die Anwesenheit des Scheitelkammes und die geringe Ausdehnung der Frontale nach hinten.

Die Zahnformel ist $\frac{0.1.3.3}{2.1.3.3}$ wie bei *Lepilemur*. Der obere C ist lang und spitz, P_2 ist einspitzig, aber schneidend, P_3 hat einen kleinen, P_4 aber einen großen Innenhöcker. Die M sind gerundet dreieckig, und bestehen aus zwei Außenhöckern und einem weit vorne befindlichen Innenhöcker. Die kleinen unteren I sind vorwärts geneigt, C hat die Form eines I, P_2 die eines C. Hinter ihm befindet sich eine Zahnlücke, er selbst steht bei geschlossenen Kiefern hinter dem oberen C. P_3 und P_4 sind als dreieckige Pyramiden entwickelt, deren Außenseite etwas gewölbt ist. Sie erinnern an P_4 von *Lepilemur*. Die M sind im wesentlichen denen von *Adapis* ähnlich, nur ist M_3 verhältnismäßig viel größer und mit einem dritten Lobus versehen.

Megaladapis Edwardsi ist beträchtlich größer als *M. madagascariensis*. Seine Nasenbeine springen weit vor als abwärts gebogene Spitze, dagegen stehen die Orbitae nicht weiter vom Schädel ab als die Jochbogen. Das Lacrymale liegt vollkommen innerhalb der Augenhöhle. Die Bullae osseae gleichen denen der meisten Lemuren. Die Zähne sind im Vergleich zu denen von *madagascariensis* auffallend groß. Der Unterkiefer erinnert etwas an den der Suiden.

Der plumpe Humerus hat ein kleines Caput, eine gerade Diaphyse und sieht im ganzen dem der Anthropoiden ähnlicher als dem der Lemuren, mit dem er bloß die Anwesenheit eines Entepicondylarforamen gemein hat. Dagegen ist die Ulna Lemuren ähnlich. Die Metacarpalien und Phalangen erinnern im ganzen an die der Menschenaffen. Das kurze Femur hat eine sehr kurze abgeplattete Diaphyse, ein massives Caput, einen kurzen Hals, einen vorspringenden kleinen und einen kräftigen, großen Trochanter und mächtige Condyli. Das Femur von *madagascariensis* ist noch platter als bei *Edwardsi*, bei dem hingegen der dritte Trochanter ziemlich groß ist. Die Tibia ist kurz und plump, und im Querschnitt dreieckig. Der Astragalus besitzt eine flache Tibialfacette und einen Kanal.

Lemur insignis Filhol (*Palaeochirogaleus* Grand.) schließt sich im Schädel und Zahnbau am engsten an den lebenden *Lemur varius* an, jedoch steht die Hinterhauptsfläche vertikal, und das Cranium ist niedriger. Die Zahnreihe erscheint im Gegensatz zu der der lebenden Lemurarten nicht gerade, sondern etwas gebogen. Die Extremitätenknochen sind plumper als bei *L. varius* und das Femur ist fast ebenso lang wie der Humerus, während dieser bei *L. varius* bedeutend länger ist.

Palaeopropithecus ingens Grand. hat wie *Propithecus* $\frac{2.1.2.3}{2.0.2.3}$. Die I sind weniger komprimiert als bei *Propithecus*; ein unterer C ist bei dieser lebenden Gattung nur im Milchgebiß vorhanden. P_3 ist langgestreckt und durch eine kleine Lücke von P_4 getrennt, auch ist M_3 kleiner als die übrigen M. Abgesehen hiervon stimmt das Gebiß sehr gut mit dem von *Propithecus* überein. Im Gegensatz zu dieser Gattung sind bei dieser neuen ebenso wie bei *Megaladapis* beide Unterkiefer fest miteinander verwachsen. Das Femur ist relativ kurz, stark abgeplattet, der große Trochanter überragt das Caput, die beiden anderen Trochanter springen sehr weit vor. Die Condyli sind klein und niedrig, stehen aber weit von der Achse des Femur ab, und sind stark verdreht gegen das Caput. Der Humerus war mit kräftigen Muskelansatzleisten versehen. Standing hat jetzt noch zwei weitere Arten dieser Gattung beschrieben. *P. Raybaudi* und *maximus*. Nach seinen Abbildungen unterscheidet sich der *Palaeopropithecus*-Schädel von dem der Gattung *Propithecus* durch seine Länge, seine geringe Höhe, durch die Anwesenheit eines Scheitelkammes, durch die kleinen Bullae osseae, durch die Breite der Nasenbeine, durch die weit hinten stehenden und das ganze Lacrymale einschließenden Augenhöhlen und durch die vertikale Stellung des Hinterhaupts.

Von *Archaeolemur* Filh. (*Lophiolemur* Filh.), *Nesopithecus* Maj., *Globilemur* Maj., *Bradylemur* Grand., *Protoindris* Lor. sind zwei Arten

zu rechtfertigen, *Archaeolemur Majori* Filh. (= *Bradylemur Bastardi* Grand., *Protoindris globiceps* Lor. und *Nesopithecus australis* Maj.) und *Archaeolemur Edwardsi* Filh. (= *Lophiolemur Edwardsi* Filh., *Nesopithecus Robertsi* Maj.).

Der Schädel ist oval und niedergedrückt wie beim *Indri*, aber den höchsten Punkt des Schädeldaches nimmt hier die Stirne und nicht der Scheitel ein, die Augenhöhlen sind nicht auswärts, sondern vorwärts gerichtet wie bei den echten Affen, das Hinterhaupt steht vertikal wie beim *Indri;* ein eigentlicher Scheitelkamm ist nicht vorhanden, wohl aber sind die Augenhöhlenränder durch Wülste mit dem Hinterhauptskamm verbunden wie bei den meisten Lemuren. Hinterhaupt, Schläfenbein, Jochbogen sind denen von Lemur ähnlich, jedoch steht das Malare viel weiter vorne als bei jedem Halbaffen. Die Bullae osseae sind dick und denen von *Propithecus* sehr ähnlich. An die echten Affen erinnert die Krümmung der Oberkiefer, die Folge der schräg abwärts geneigten Nasenbeine, die Lage des Malare schon oberhalb des vorletzten P und die Kürze der Gesichtspartie. Die massiven Unterkiefer sind fest miteinander verwachsen. Die Backenzähne der beiden Unterkiefer stehen dicht aneinander und vollkommen parallel, der aufsteigende Ast beginnt neben M_2 wie bei den echten Affen. Die Symphyse endet erst beim letzten P, ihr Unterrand steigt schräg nach vorne an. Die Zahnformel ist $\frac{2.1.3.3}{2.0.3.3}$, also um $\frac{1}{1}$ P mehr als bei den Indrisinen, das Milchgebiß enthält jedoch einen C D. Die oberen I haben dreieckige Kronen, die sich etwas rückwärts krümmen, der innere ist der größere. Die oberen C sind kurz und dick, aber schneidend entwickelt, das nämliche gilt auch von den P, von denen nur P_4 mit einem Innenhöcker versehen ist. Die Wurzeln verwachsen häufig miteinander, ihre normale Zahl scheint jedoch drei zu sein. Jeder M besteht aus zwei Außen- und zwei Innenhöckern, welche paarige Anordnung zeigen. Hierdurch unterscheidet sich diese Gattung von allen Lemuren und nähert sich den *Colobus,* bei denen aber M_3 und nicht wie hier M_1 der größte aller M ist. Die komprimierten unteren I stehen schräg. P_1 hat die Gestalt eines dicken C. Er ist wie der C der echten Affen sehr groß, die übrigen P stellen Schneiden dar, sind aber an der Basis hinten stark verdickt. Die hintere ihrer beiden Wurzeln ist nach einwärts verschoben. Die unteren M haben je zwei Höckerpaare wie bei *Colobus,* doch fehlt hier an M_3 der bei *Colobus* vorhandene Talon. Diese Ähnlichkeit im Zahnbau und die Kürze der Gesichtspartie hatten Forsyth Major veranlaßt, *Archaeolemur* zu den echten Affen zu stellen.

Die sehr ähnliche Gattung *Bradylemur* hat massivere P. Diese Gattung dürfte nur spezifisch von *Archaeolemur* verschieden sein.

Der schlanke gerade Humerus besitzt eine scharfe, weit herabreichende Deltoidcrista und kräftige Tuberkel. Er hat elliptischen Querschnitt und ein langes Entepicondylarforamen, bei *Bradylemur* ist es kurz. Der Radius ist unten stark verbreitert und seine Diaphyse ist nach vorne konvex, nach hinten aber flach. Das Femur erinnert in seiner unteren Partie mehr an *Colobus* als an die Lemuren, die Kürze der Diaphyse

dagegen mehr an diese letzteren. Das gleiche gilt auch von der oberen Partie.

Hadropithecus stenognathus Lor. (= *Pitheodon Sikorae* Lor.) mit $\frac{2(?).1\ 3.3}{2.0.3.3}$ besitzt einen sehr kurzen Schädel mit einem vorwärts und abwärts geneigten Hinterhaupt, mit voluminösem Cranium und mit weit abstehenden kräftigen Jochbogen. Der Oberkiefer ist in der Gesichtspartie wenig ausgedehnt. Der Lacrymalkanal befindet sich wie bei *Archaeolemur* am Orbitalrand. Die Nasenbeine sind in der Mitte ausgeschnitten und nach vorwärts und seitlich verlängert. Der Unterkiefer ist dem von *Archaeolemur* ähnlich, aber niedrig. Die unteren I sind hier schwach. P_4 ist im Unterkiefer M ähnlich, im Oberkiefer jedoch einfacher als M_1.

Was die systematische Stellung der ausgestorbenen lemurenartigen Formen Madagaskars betrifft, so trägt Verf. kein Bedenken, sie ohne weiteres den lebenden Lemuren an die Seite zu stellen, wenn auch *Archaeolemur* in manchen Stücken an die echten Affen erinnert. Die Prosimiae teilt er in folgende Familien ein:

1. Lemuridae. Archaeolemurinae: *Hadropithecus, Archaeolemur, Bradylemur.* Indrisinae: *Palaeopropithecus, Propithecus, Avahis.* Lemurinae: *Hapalemur, Lemur (insignis), Megaladapis, Lepilemur, Chirogale.* Anaptomorphidae: *Anaptomorphus, Necrolemur.*
2. Adapidae: *Adapis.*
3. Nycticebidae: *Pronycticebus, Nycticebus, Loris, Galago.*
4. Chiromyidae: *Chiromys.*
5. Tarsiidae: *Tarsius.*

Nicht nur die Lemuren Madagaskars, sondern auch die übrigen Säugetiere und selbst die Vögel schließen sich an Formen der Tertiärzeit an, es stellt die Madagaskar-Fauna ein Überbleibsel aus alter Zeit dar und hieraus ergibt sich, daß diese Insel schon seit langer Zeit vom Festland getrennt sein muß. Die Theorie einer versunkenen „Lemuria" ist absolut unhaltbar. Madagaskar war schon während der Kreidezeit eine Insel und nur im älteren Tertiär vorübergehend mit Afrika verbunden.

M. Schlosser.

O. Abel: Über *Halitherium bellunense*, eine Übergangsform zur Gattung *Metaxytherium*. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1905. **55**. 393—398.)

Die von de Zigno aus dem Miocän von Carvazana im Val delle Guglie bei Belluno beschriebenen Sirenenreste gehören nicht wie Lepsius meinte, zu der Gattung *Metaxytherium*, sondern noch zur Gattung *Halitherium*, obschon diese Sirene in folgenden Merkmalen bereits höher spezialisiert war: stärkere Reduktion der P, bedeutendere Größe von M_1 und M_2 bei gleicher relativer Größe von M_3, tiefere Zerschlitzung der Quertäler der M.

Sie steht tiefer als *Metaxytherium* durch den Besitz eines P, durch das Fehlen der sekundären Nebenzapfen in den Tälern der M, durch die

primitivere Beschaffenheit und den Verlauf des vorderen und hinteren Talons, durch die primitivere Anordnung der Höcker der M — die drei vorderen noch in einer Reihe liegend, hinterer Zwischenhöcker nur wenig nach vorne verschoben und Höckerspitzen noch wenig gegeneinander geneigt — und durch das schmälere Schädeldach und die bogenförmigen starken Parietalleisten.

Die vorliegenden Reste gehören einem jungen Individuum an, da M_3 noch nicht funktioniert und M_4 noch nicht durchgebrochen ist. Das Individuum war den großen Stoßzähnen nach ein Männchen und jedenfalls größer als *Halitherium Schinzi*.

Halitherium bellunense ist eine Zwischenform in der Reihe *Halitherium Schinzi, Metaxytherium, Felsinotherium*. **M. Schlosser.**

Karl v. Papp: *Heterodelphis leiodontus* n. f. aus den miocänen Schichten des Komitates Sopron in Ungarn. (Mitt. aus dem Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. 1905. **14**. 2. Heft. 25—60. 2 Taf. 10 Textfig.)

Der miocäne Leithakalk von Szentmargit lieferte im Jahre 1880 ein Delphin-Skelett, dessen eingehende Beschreibung Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist. Später wurden bei Barbolya Wirbel und Teile der Brustflosse der nämlichen Art gefunden und außerdem das von Kadic beschriebene Skelett von *Mesocetus hungaricus* und ein Skelett eines *Palaeomeryx*.

Die Delphinreste gehören zur Gattung *Heterodelphis*. Was ihren Erhaltungszustand betrifft, so liegen sie auf zwei Platten und bestehen aus dem Schädel, der Vorderextremität und einem Teil der Wirbelsäule.

Der Kopf nimmt fast ein Viertel der Gesamtlänge des Tieres ein, die etwa 1,7 m beträgt. Die Zähne sind ganz glatt, die Halswirbel sind sämtlich frei; die Brust- und Lendenwirbel zeichnen sich durch die langen Wirbelkörper und die schaufelartigen Fortsätze aus. Der Schädel erinnert an den der Platanistiden — hohes gedrungenes Cranium und schnabelartige Schnauze. Die Unterkiefersymphyse ist halb so lang wie der ganze Unterkiefer, sie ist also viel länger als bei den echten Delphinen, aber kürzer als bei den Platanistiden. Der Symphysenwinkel ist dem von *Eurhinodelphis* sehr ähnlich, allein den Zähnen fehlt der bei *Eurhinodelphis, Acrodelphis* und *Cyrtodelphis* vorhandene Wulst. Das Gebiß ist polyodont-homodont. Die Vorderextremität ist wie beim Delphin verlängert, die Phalangenzahl stimmt aber besser mit der von *Inia* überein, denn sie beträgt I_2, II_7, III_7, IV_4, V_2.

Zur Gattung *Heterodelphis* gehören wahrscheinlich außer den vom Verf. beschriebenen Resten aus dem Leithakalk auch:

H. Klinderi Brandt aus dem sarmatischen Kalk von Nikolajew,

Delphinus fossilis bessarabicus Nordm. aus dem sarmatischen Kalk von Kissinew.

Champsodelphis Fuchsi Brandt
Ch. Karreri Brandt
Ch. dubius Brandt
} im sarmatischen Cerithiensand von Nußdorf

und *Schizodelphis compressus* Portis aus dem Miocän von Barbarasco in der Provinz Cunea. **M. Schlosser.**

Max Weber: Über tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos. (Bull. d. l. Soc. imp. d. nat. de Moscou. 1904. 477—501. 3 Taf. 1905. 346—363. 3 Taf.)

Die Rhinocerotiden sind im Tertiär von Samos durch relativ zahlreiche Arten vertreten, unter welchen wieder hinsichtlich der Individuenzahl *Rhinoceros pachygnathus* Wagner vorherrscht, von dem Verf. sieben Schädel untersuchen konnte, die aber in der Regel etwas kleiner sind als die des *pachygnathus* von Pikermi. Die Nasenbeine trugen ein mächtiges Horn. Der Nasenausschnitt endet etwa oberhalb der Grenze vom zweiten und dritten P, die Augenhöhle beginnt erst oberhalb des M_2. Das Hinterhaupt ist breiter als hoch und steigt nicht sehr steil an, die Hinterhauptskämme reichen, von der Seite gesehen, nur leise ansteigend von der Ohrregion bis zur Mittellinie des Occiput. Vollkommene Verschmelzung der Parietalkämme findet nirgends statt. Die kleinen, nicht zusammenstoßenden Zwischenkiefer sind zahnlos, die Jochbogen dünn. Mastoid und Postglenoidfortsatz bleiben immer durch einen, wenn auch engen Spalt getrennt wie bei den afrikanischen Nashörnern. Die Choanen beginnen beim zweiten, anstatt wie bei *pachygnathus* von Pikermi beim dritten M. Dagegen beginnt die Unterkiefersymphyse hier erst bei P_3 anstatt bei P_2. Bei ausgewachsenen Individuen fehlen alle vor dem P_2 des Oberkiefers und P_3 des Unterkiefers befindlichen Zähne. Junge Individuen besitzen aber manchmal noch einen sehr einfachen P_1 im Unterkiefer. Die Zahnreihen divergieren deutlich nach vorne. An den oberen P ist stets ein inneres Basalband zu beobachten, an den M ist das Basalband fast ganz auf den Vorderrand beschränkt und sonst nur schwach zwischen den beiden Jochen von M_1 und M_2 angedeutet. Bei der Abkauung entsteht an allen Zähnen eine Postfossette. Alle Zähne sind mit Crochet, M_3 auch mit Antechrochet versehen. Die Stärke der nur an Prämolaren auftretenden Crista ist recht variabel. Der Parastyl ist immer nur mäßig entwickelt. An den oberen Milchzähnen verläuft das Crochet nicht so genau parallel zur Außenwand wie dies bei *Schleiermacheri* der Fall ist, und D_2 hat hier ungefähr fünfeckigen, bei *Schleiermacheri* aber gerundet dreieckigen Umriß, und letztere Art hat auch an den D keine Crista. D_1 hat viel kräftigere Joche als bei *Schleiermacheri*. Die Extremitätenknochen von *pachygnathus* zeigen keine besonderen Eigentümlichkeiten, sie sind aber größer als bei *Schleiermacheri*. *Pachygnathus* kommt außer in Samos und Pikermi wohl auch am Mont Lebéron und angeblich auch in Baltavár vor.

Rhinoceros Schleiermacheri ist auf Samos sehr selten und nur durch einen unvollständigen Schädel und die Kiefer eines jungen Individuums

vertreten. Die Nasenpartie ist breiter, aber dünner als bei *pachygnathus*. Der Nasenausschnitt liegt bei *Schleiermacheri* von Eppelsheim viel tiefer, aber noch mehr vor den P als bei dem von Pikermi und Samos. Der erste obere P ist an dem vorliegenden Exemplar nicht mehr vorhanden. Alle P und M sind mit kräftigem Crochet sowie mit Crista versehen, dagegen fehlt ihnen stets ein inneres Basalband, die unteren Zähne sind glatt. Von den vier oberen Milchzähnen sind die beiden ersten sehr viel länger als breit und ihre Joche sehr kurz. Der erste untere P läßt im Gegensatz zu dem ganz einfachen von *pachygnathus* noch Joche erkennen. Das Hinterhaupt des *Schleiermacheri* von Pikermi ist dem von *sansaniensis* noch ähnlicher als das von Eppelsheim und der Schädel selbst mehr dolichocephal. Die Zähne sind bei der Form aus Samoa größer als bei der von Pikermi und Eppelsheim, aber sie entfernt sich ebenso wie die von Pikermi durch die Form des Hinterhauptes und des Nasenausschnittes doch so sehr von dem *Schleiermacheri* von Eppelsheim, daß man die beiden ersteren mit affinis *Schleiermacheri* bezeichnen muß. Die Eppelsheimer Form findet sich auch in den schwäbischen Bohnerzen, in Croix Rousse bei Lyon und vielleicht auch bei Balta in Südrußland.

Aceratherium Schlosseri n. sp. ist vertreten durch zwei Schädel von erwachsenen Tieren, mehrere Oberkiefer und zwei Unterkiefer von alten und durch zwei Oberkiefer von jungen Individuen, sowie durch eine Anzahl Extremitätenknochen, darunter ein vollständiger Hinterfuß. Am Schädel fehlen Hornansätze vollständig, die langen, aber schmalen Nasenbeine liegen fast horizontal, der Nasenausschnitt endet erst oberhalb der Grenze von M_1 und M_2. Vor ihm befinden sich mehrere Infraorbitalforamina. Die Augenöffnung beginnt oberhalb des M_3. Die breiten, flachen Parietalia sind beiderseits von scharfen Kämmen begrenzt und bilden mit den Schläfen fast einen rechten Winkel. Das Hinterhaupt ist höher als breit und steht fast vertikal; seine Gelenkköpfe springen weit vor. Die Jochbogen sind hoch aber dünn und biegen hinten scharfeckig um. Die Choanen beginnen etwas vor der Mitte von M_3. Die äußere Ohröffnung ist unten vollständig geschlossen. Der Unterkiefer ist beinahe an allen Stellen gleich hoch und vorne mit gewaltigen Incisiven versehen. Die Symphyse beginnt am Ende des P_3. Die Zähne haben am meisten Ähnlichkeit mit denen von *Blanfordi* Lyd., und zwar mit der größeren Form dieser Spezies. Die Zahl der Backenzähne ist $\frac{4 \cdot 3}{3 \cdot 3}$. Der obere M_3 trägt an der Hinterseite des von der Außenwand deutlich abgesetzten Nachjochs einen kräftigen Pfeiler, so daß der Umriß nicht mehr genau dreieckig wird. Die Crista ist schwach, Crochet und Antecrochet aber wohl entwickelt und der Protokon scharf vom Vorjoch abgeschnürt, aber das Crochet ist hier im Gegensatz zu *Blanfordi* viel kräftiger ausgebildet und anstatt nach innen gerade nach vorne gerichtet; auch sind die Fossetten hier oval anstatt rund und das Basalband fehlt an der Innenseite des Protokon, dagegen ist es an den P vorhanden, welche bei der Abkauung auffallend breit werden. Der Parastyl ist nirgends deutlich ausgebildet. Die Joche der unteren Backenzähne, namentlich der M, biegen mehr halbmondförmig als rechtwinkelig um.

Von den oberen D ist der zweite sehr kompliziert und an D_3 und D_4 ist das Vorjoch vor dem Protokon wie an den P und M stark eingeschnürt. Eine Crista hat nur D_2. Das innere Basalband ist sehr gut entwickelt.

Scapula, Ulna und Femur sind schlank, die Tibia relativ kurz und die Metapodien und Zehenglieder sind auffallend verkürzt. Diese Erscheinung läßt sich als Degeneration auffassen, denn normal ist mit Dolichocephalie stets Hochbeinigkeit verbunden. Das *Aceratherium* von Maragha scheint eher mit der neuen Art von Samos identisch zu sein als mit dem echten indischen *Blanfordi*.

Aceratherium samium n. sp. steht dem europäischen *incisivum* sehr nahe. Wie der vollständigere der beiden Schädel erkennen läßt, war auch hier kein Horn vorhanden. Die Nasenbeine verlaufen geradlinig, der Nasenausschnitt endet oberhalb des P_4 und die Augenhöhle beginnt oberhalb des Vorderrandes von M_2. Auch hier stehen die Stirnbeinkämme weit auseinander und die hohen, dünnen Jochbogen steigen hinten ebenso wie die Schläfengrube ziemlich steil an. Die hinteren Choanen beginnen bei M_2. Das Unterkiefergelenk ist nicht horizontal, sondern etwas nach innen geneigt. Die Symphyse der vorne ziemlich steil ansteigenden Unterkiefer beginnt bei P_3. Die Männchen hatten starke Hauer, die I der Weibchen können nur klein gewesen sein. Die oberen Zähne sind allseitig von einem wenn auch schwachen Basalband umgeben, die unteren besitzen ein solches nur an ihrer Außenseite. Wie bei *Aceratherium incisivum* ist der Protokon deutlich bemerkbar und das Crochet und besonders das Antecrochet gut entwickelt. Die Eppelsheimer Art ist jedoch größer und der von Gaudry beschriebene *Aceratherium*-Kiefer von Pikermi übertrifft sogar noch die Eppelsheimer Kiefer. An den oberen D ist das Basalband durch Zacken ersetzt, das Crochet trägt Nebensporne und die Außenwand hängt bei frischen Zähnen höchstens lose mit den Jochen zusammen. Die Zahl der oberen D ist 4, die der unteren 3.

Als *Aceratherium* sp. werden zwei noch miteinander verbundene Unterkiefer beschrieben, welche fast ganz parallel verlaufen, eine sehr lange Symphyse bilden und vor den mächtigen, weit auseinanderstehenden I stark eingeengt sind. **M. Schlosser.**

Gastropoden.

Jean Boussac: Première note sur les Cérithes; révision du groupe de *Potamides tricarinatus* Lam. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **5**. 669.)

Ausführlich werden die Cerithien der Gruppe des *C. tricarinatum* Lam. besprochen und abgebildet, von denen der Typus dem oberen Lutétien von Grignon, Houdan und Vaudancourt angehört, die mut. *crispiacensis* dem unteren Bartonien (Sables de Beauchamp und Mortefontaine), die mut. *arenularius* dem mittleren Bartonien (Montagny und Sande von Cresnes), die mut. *vouastensis* dem oberen Bartonien (Schichten mit *Pholadomya ludensis* (Le Vouast, Quoniam). **von Koenen.**

K. Mayer-Eymar: Liste der nummulitischen Turritelliden Ägyptens auf der geologischen Sammlung in Zürich. (Vierteljahresschr. d. naturf. Ges. Zürich. **47**. 1902. 8 p. 1 Taf.)

Um seine Priorität zu sichern und bevorstehenden Publikationen gegenüber die neuen von ihm verwandten Namen in seiner Züricher Sammlung zu retten, gibt Verf. eine einfache Liste von den Turritelliden des ägyptischen Eocäns unter bloßer Anführung der Fundorte und mit schlechter Abbildung der von ihm neu benannten Formen. Dagegen nimmt er sich nicht die geringste Mühe, eine dieser Arten, so wie das andere Paläontologen zu tun pflegen, zu beschreiben. Das ist eine wirklich sehr bequeme, aber ungenügende Methode, und Verf. kann daher kaum verlangen, daß seine unklaren Arten besondere Beachtung seitens der Paläontologen finden.

M. Blanckenhorn.

Zweischaler.

A. Toucas: Etudes sur la Classification et l'Evolution des Hippurites. II. (Mém. soc. géol. de France. Paléontologie. Mém. **30**. Paris 1903, 1904. 128 p. 17 Taf.)

Im oberen Turon (unt. Angoumien) Aquitaniens, der Corbières und der Provence erscheinen als die ersten Vertreter der Hippuriten gleichzeitig miteinander *Hippurites Requieni* Math. mit ihrer Varietät *resecta* Defr., deren Deckelklappe lineare Poren haben, sowie *H. inferus* Douv. und *H. praepetrocoriensis* mit retikulierten Poren in der Deckelklappe. Aus diesen Formen leiten sich durch Mutation alle weiteren Arten ab, und auf die beiden, durch sie gekennzeichneten Reihen, die schon Fischer als *Orbignya* Woodward (Typus: *Hippurites bioculatus* Lk.) und *Vaccinites* Fischer (Typus: *Hippurites cornuvaccinum* Bronn) unterschied, sind auch diejenigen Formen, deren Oberklappe polygonale Formen hat und welche Douvillé als eine dritte Reihe betrachtete, unter Berücksichtigung der inneren Merkmale zu verteilen. Es gehören demnach zu *Orbignya* Woodward:

1. alle Hippuriten mit linearen Poren; hier wird auch die Gattung *Barrettia* angeschlossen;
2. die Gruppen des *Hippurites variabilis* und des *H. Toucasi*, Hippuriten mit polygonalen Poren;

und zu *Vaccinites* Fischer:

1. alle Hippuriten mit retikulierten und subretikulierten Poren;
2. die Gruppen des *Hippurites sulcatus* und des *H. cornuvaccinum* (zu einer vereinigt), Hippuriten mit polygonalen Poren.

Die Gattung *Pironaea* wird als dritte Gruppe angeschlossen.

Indem hier bezüglich der zu den einzelnen Gruppen gehörigen Arten auf das eingehende Referat Futterer's über Douvillé's Arbeit (dies. Jahrb. 1896. II. -177-) hingewiesen werden kann, sollen hier nur die neuen Arten dazugefügt werden. Es sind dies in der ersten Untergattung: *Orbignya Requieni* Math. var *subpolygonia*, *O. socialis* Douv. var. *irregularis*,

O. praebioculata, O. Roquani, O. praerennensis, O. praetoucasi, O. praesulcatissima; in der zweiten Untergattung: *Vaccinites praepetrocoriensis, V. latus* Math. var. *major* (= *Hippurites corbaricus* Douv. Taf. 2 Fig. 3), *V. beaussetensis* (= *H. Moulinsi* in Douvillé Taf. 3 Fig. 3), *V. praecorbaricus, V. robustus, V. praegiganteus, V. giganteus* d'Hombre-Firmas (= *H.* cf. *gosaviensis* Douvillé, Textfig. 67).

In zwei Tabellen wird die Verteilung der Arten auf die bekannten 9 Hippuritenniveaus zur Darstellung gebracht. **Joh. Böhm.**

G. F. Dollfus et Ph. Dautzenberg: Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire, Suite. I. Partie: Pélécypodes. (Mém. Soc. géol. de France. **14**. 1. 1906.)

In der vorliegenden Lieferung werden die Donaciden und Veneriden nebst Ungulina und Diplodonta unter sehr ausführlicher Litteraturangabe beschrieben und auf 5 Tafeln in Lichtdruck abgebildet. Neue Arten, resp. neue Namen finden sich in der Lieferung nicht, doch werden bei einzelnen Arten verschiedene Varietäten unterschieden. **von Koenen.**

Protozoen.

F. Chapman and W. Howchin: A Monograph of the Foraminifera of the Permo-carboniferous limestones of New South Wales. (Mem. geol. surv. New South Wales. Palaeontology No. 14. Sydney 1905. I—XVI. 1—22. t. I—IV.)

In einem stratigraphischen Vorwort bespricht T. W. Edgeworth David die Lagerungsverhältnisse der foraminiferenführenden Schichten. Danach kommen die beschriebenen Foraminiferen hauptsächlich in 2 Horizonten vor: in dem zu den unteren marinen Lochinvar beds gehörigen Pokolbin-Horizont und dem zu den oberen marinen Branxton beds gehörigen Wollong-Horizont. Zwischen die beiden marinen Schichtglieder sind die etwa 4000 Fuß mächtigen Greta Coal Measures mit *Glossopteris, Gangamopteris, Noegerathiopsis* etc. eingeschaltet.

Nach der Natur der Sedimente lebten die Foraminiferen in seichten, das Carbonfestland begrenzenden Küstenseen. Mit der Pokolbin-Fauna homotaxial wird auch der Piper-River-Foraminiferenhorizont von Tasmanien infolge der beiderseits häufigen Nubecularien angenommen, während der Irwin River-Kalk Westaustraliens möglicherweise älter — carbon — sein dürfte.

In den marinen Schichten kommen vor: Foraminiferen, Radiolarien, Spongien, Crinoiden, Polyzoen, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden und Ostracoden. Die Foraminiferen werden nun im paläontologischen Teile ausführlich beschrieben. Es überwiegen sandige und teilweise sandige Formen, doch sind auch die Lageniden (*Lagena, Nodosaria, Dentalina,*

Frondicularia, Geinitzina, Lunucammina, Marginulina, Vaginulina) gut vertreten, spärlich jedoch die Rotalideen (*Anomalina supracarbonica* n. sp. und die wohl noch einigermaßen fragliche *Truncatulina Haidingeri* d'Orb.) In einigen Gesteinsproben ist eine porzellane Form — *Nubecularia* massenhaft, die früher von Howchin als var. *Stephensi* von *N. lucifuga* beschrieben wurde, jetzt aber infolge der dünnen gleichartigen Schale und der Tendenz, in kürzeren Exemplaren die Kammern miliolidenartig aufzubauen, als selbständige Art aufgefaßt wird. Von den agglutinierten Formen werden als neu beschrieben:

Pelosina hemisphaera, von *P. rotundata* Br. durch die einerseits abgeflächte Gestalt zu unterscheiden,

Haplophragmium pokolbiense, im Bau der *Cristellaria navicula* ähnlich,

Lituola cristellarioides, *Cristellaria*-ähnlich, mit labyrinthischer Struktur,

Stacheia simulans, Struktur wie *St. cuspidata*, doch Umriß fast elliptisch.

Auffällig ist in den Faunen von Neusüdwales das Vorkommen einiger vor kurzem von Spandel aus dem Zechstein Thüringens und Permocarbon von Kansas beschriebener Gattungen: *Monogenerina* (*pyramidis* n. sp.), *Geinitzina* (*triangularis* n. sp.) und *Lunucammina,* sowie einer noch nicht ganz sicher bestimmten, als *? Pleurostomella antiqua* n. sp. bezeichneten Form. **R. J. Schubert.**

G. Checchia-Rispoli: Osservazioni sulle Orbitoidi. (Riv. Ital. di Pal. **11**. 1905. 79—81.)

Vorläufige Notiz, in welcher Verf. zwei eocäne Fundorte von Lepidocyclinen bespricht, und zwar

1. vom Monte San Calogero bei Sciacca (Girgenti),
2. von Rocca und Impalastro bei Termini-Imerese.

R. J. Schubert.

G. Checchia-Rispoli: Un nuovo rinvenimento di *Lepidocyclina* nell' Eocene della Sicilia. (Naturalista Siciliano. **17**. 11. Palermo 1905.)

Es wird ein drittes Vorkommen von Lepidocyclinen im Eocän aus der Marchesa bei Sciacca (Girgenti) besprochen und *Lepidocyclina selinuntina* n. sp. von dortselbst besprochen. Es ist dies eine besonders große (bis 8 cm), sehr dünne, flache, mit feinen Tuberkeln bedeckte Form. **R. J. Schubert.**

E. Stromer: Bemerkungen über Protozoen. (Cent. Min. Geol. u. Pal. Stuttgart 1906. 22—231.)

I. In der Meinung, daß der Unterschied zwischen den perforaten und imperforaten Foraminiferen darin begründet sein könnte,

daß die Schalen der ersteren aus Kalkspat, die der letzteren aus Aragonit beständen, untersuchte Verf. darauf hin mehrere Formen, kam aber zum Ergebnis, daß die Schalen beider aus Kalkspat bestehen. Gleichwohl glaubt er, daß es unberechtigt sei, wegen des Nachweises von einzelnen Übergängen und wegen der isomorphen Formen den Unterschied zwischen beiden Gruppen ganz zu ignorieren und nur die Gestalt der Schalen als unterscheidendes Merkmal gelten zu lassen.

Bekräftigt wird er in dieser Meinung dadurch, daß die Imperforata sicher erst seit dem Ende des Paläozoicums bekannt sind, die Perforaten dagegen schon seit dem ältesten Paläozoicum. Nach einer kritischen Prüfung der bisher beschriebenen älteren paläozoischen Foraminiferen hält er für das Devon nur *Globigerina* und *Bulimina*, für das Silur *Lagena*, *Hyperammina*, *Placopsilina*, *Stacheia*, für das Cambrium nur *Globigerina*, *Orbulina* und *Spirillina* für genügend nachgewiesen.

II. Enthält einige berichtigende Bemerkungen von Vinassa, Zeise, J. Böhm über das Alter der Rüst'schen Radiolariengesteine, wonach die „permocarbonischen" Radiolarien Siziliens liassisch oder eozän, die toskanischen Jaspisse nicht jurassisch, sondern eozän und die hannoverschen Koprolithen nicht Lias-Doggerreste, sondern Gault wären.

III. Verf. erwähnt die Untersuchungen von Borgert und Lemmermann, daß die zu den Radiolarien gestellten Kieselskelette von *Dictyocha* wahrscheinlich von Flagellaten abgesondert worden seien, daß dieselben jedoch von Phaeodarien, welche kein eigenes Skelett ausscheiden, gleich andern winzigen Fremdkörpern als Skelett aufgenommen würden. Mit Sicherheit seien sie bisher nur aus dem Jungtertiär der Mittelmeerländer und Nordamerikas, mit Wahrscheinlichkeit aus der Kreide nachgewiesen. Sicher kennt man aus der Kreide Kokkolithen, für welche Lohmann die Zugehörigkeit zu den Autoflagellaten nachwies.

IV. Fossil erhaltungsfähig sind von Protozoen auch noch die Xenophyophoren, insofern als sie voll Spongien-Nadeln und Radiolarienreste sind, auch wohl die Skelette mancher Sphaeodarien ähnlicher Heliozoen, während die aus einer leicht löslichen Kieselsäureverbindung bestehenden Gerüste der Acantharien und Phaeodarien wohl nur ausnahmsweise erhaltbar sein dürften.

Der Autor faßt seine Ergebnisse dahin zusammen, daß von Protozoen nur kalk- und kieselschalige Foraminiferen, Spumellarien, Nassellarien, Dictyochiden und Kokkolithophoriden fossil sicher nachgewiesen seien.

R. J. Schubert.

G. Checchia-Rispoli: Di alcune Lepidocicline eoceniche della Sicilia. (Riv. Ital. di Paleont. Perugia 1906. **12**. 86—92. t. 3.)

Aus den mitteleocänen Schichten von Rocca und Impalastro aus der Umgebung von Termini-Imerese (Prov. Palermo) beschreibt Verf. 3 neue Lepidocyclinenarten und bildet dieselben ab. Dieselben kommen dortselbst in Gesellschaft von Alveolinen, Nummuliten *(N. laevigata, perforata,*

Tchihatcheffi, striata), Orthophragminen *(O. Pratti, dispansa, aspera, sella)*, Korallen und Seeigeln vor. *Lepidocyclina planulata* ist glatt, ohne Pfeiler, *Lepidocyclina Ciofaloi* mit kleinen Höckern und Pfeilern, *Lepidocyclina himerensis* mit groben Höckern und Pfeilern.

Dem inneren Aufbau nach stimmen sie mit den oligocänen und miocänen Lepidocyclinen überein, haben rundlich begrenzte oder regelmäßig hexagonale Mediankammern, bisweilen sogar an einem und demselben Individuum.

Es ergibt sich also, daß die Lepidocyclinen zeitlich nicht auf die Orthophragminen folgen, wie bisher angenommen wurde, sondern stellenweise gleichzeitig mit ihnen lebten. Anderseits lebten sie mindestens bis ins mittlere Miocän, wo sie gemeinsam mit *Miogypsina* vorkommen. Sie sind also bisher vom mittleren Eocän bis ins mittlere Miocän bekannt.

R. J. Schubert.

A. Silvestri: Sulla *Lepidocyclina marginata* (Michelotti). (Atti Pont. Accad. Rom. nuov. Linc. **49**. 1906. 146—166. 3 Fig.)

In der Voraussetzung, daß bei den Lepidocyclinen die Form der Embryonalkammern das wesentlichste Merkmal zur Artunterscheidung sei, kommt Verf. zum Ergebnis, daß die als *Lepidocyclina Munieri, Verbeeki, Tournoueri, Morgani, angularis, sumatrensis* Brady und *sumatrensis* Lem. et Douv. beschriebenen Orbitoiden nur Formen der *L. marginata* seien. Als Synonyme von *L. Tournoueri* faßt er auch auf: *L. Andrewsiana* Chapm. 1900, *Chelussii* Prev. 1903, *Pantanellii* Prev. 1904. Auch *L. subsumatrensis* Prev. dürfte zu *marginata* gehören und *submarginata* Tell. ihr sehr nahe stehen.

Alle lassen sich auf 2 Typen zurückführen, auf einen subglobosen *(Morgani)* und einen nur in der Mitte stark gewölbten *(Tournoueri)*.

Lepidocyclina marginata in dieser weiten Fassung ist bisher vom Mitteleocän bis ins Miocän bekannt (auch Checchia-Rispoli's eocäne *L. di Stefanoi, Ciofaloi* und *selinuntina* kann Verf. von dieser Art nicht trennen); daher scheint nun dem Autor Prever's Ansicht von einer generischen Zusammengehörigkeit der Kreideorbitoiden und Lepidocyclinen wahrscheinlich.

Allein sind also auch Lepidocyclinen zur Altersbestimmung von Sedimenten unbrauchbar, sondern höchstens nach sorgfältiger Berücksichtigung auch der anderen Faunenelemente.

R. J. Schubert.

C. Fornasini: Illustrazione di specie d'Orbignyane di Foraminiferi istituite nel 1826. (Mem. R. Acc. Sc. Istituto Bologna 1904. (6.) **1**. 3—17. t. 1—4.)

Beschreibung und Abbildung der Gattungen *Spiroloculina, Peneroplis — Spirolina, Cristellaria — Robulina — Planularia, Nonionina, Polystomella, Valvulina, Alveolina*.

R. J. Schubert.

C. Fornasini: Illustrazione di specie d'Orbignyane di Rotalidi istituite nel 1826. (Mem. R. Acc. Sc. Istituto Bologna 1906. (6.) **3**. 61—70. t. 1—4.)

Beschreibung und Abbildung der Rotalideen, und zwar der alten Gattungen *Rosalina, Rotalia, Discorbis, Troculina, Turbinulina, Gyroidina, Truncatulina.*

Eine kürzere, übersichtlichere Zusammenfassung und gründliche kritische Revision wäre dankenswerter gewesen als die Art und Weise, wie Verf. die von D'Orbigny in seinem Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes (Ann. Sc. nat. **7**.) angeführten zahlreichen heute zumeist anderweitig bekannt gewordenen Formen besprach.

R. J. Schubert.

Pflanzen.

Robert Kidston: (I.) On the occurrence of *Sphenopteris communis* Lesqx. in Britain. (Proceed. of the Roy. Phys. Soc. of Edinburgh. **13**. No. VII. With pl. I. 1895.)

—: (II.) On *Sigillaria Brardii* Brongn., and its variations. (Ibid. No. XVII. With pl. VII. 1896.)

—: (III.) Additional Records and Notes on the fossil flora of the Potteries Coal Field, North Staffordshire. (Transact. of the North Staffordshire Field Club. 1897.)

—: (IV.) On *Cryptoxylon forfarense*, a new species of fossil plant from the Old Red Sandstone. (Proceed. of the Roy. Phys. Soc. of Edinburgh. **27**. With pl. VIII and IX. 1897.)

—: (V.) The Carboniferous fossil plants of the Clyde Basin. (British Assoc. Handbook on the Nat. Hist. of Glasgow and the West of Scotland. 1901.)

—: (VI.) The Flora of the Carboniferous Period. (Proceed. of the Yorkshire Geol. and Polytechnic Soc. **14**. Part II. With pl. XXV—XXVII. Leeds 1901.)

—: (VII.) Notes on some fossil plants from the Arigna Mines. (Irish Naturalist. **12**. Dublin 1903.)

—: (VIII.) The fossil plants from the Canonbie Coal Field. (Summary of Progress of the Geol. Surv. for 1902. 209—216. 1903.)

—: (IX.) The fossil plants of the Carboniferous Rocks of Canonbie, Dumeriesshire, and of parts of Cumberland and Northumberland. (Transact. of the Roy. Soc. of Edinburgh. **40**. Part IV. No. 31. 1903.)

Aus diesen z. T. älteren Publikationen des um die Kenntnis der paläozoischen Floren Englands hochverdienten schottischen Phytopaläontologen sei folgendes mitgeteilt:

I. Verf. gibt Beschreibung und Abbildungen von *Sphenopteris communis* Lesqx., z. T. undeutlich fruktifizierend („Calymmatothecous"), aus den Lower (Staffordshire) und Middle (Yorkshire) Coal Measures ab.

II. Verf. bildet zwei Subsigillarien unter dem Namen *Sigillaria Brardii* Brongn. ab. Die eine stammt aus den Upper Coal Measures, die andere aus den Middle Coal Measures von North Staffordshire. An dem ersteren Exemplar erblickt Verf. im unteren Teile *S. denudata* Goepp., im mittleren Teile *S. rhomboidea* Brongn. und im oberen Teile *S. Brardii* Brongn. und glaubt damit beweisen zu können, daß diese drei Arten nur verschiedene Wachstumsformen von *S. Brardii* Brongn. sind.

Ref. hält diesen Beweis nicht für erbracht. Die drei Abteilungen entsprechen den Originalen der genannten Arten nur insofern, als die untere leioderm, die mittlere subleioderm oder subcancellat und die obere cancellat entwickelt ist. Das ist aber eine Erscheinung, die infolge abgeänderter Wachstumsbedingungen auch sonst bei einer und derselben Art vorkommt. In den weiteren Details weichen die Kidston'schen Sigillarien von den genannten Arten ab. Sie können daher nicht schlechthin als *S. Brardii*, müssen vielmehr mindestens als besondere Formen dieser Art bezeichnet werden, wenn nicht eine ganz bedenkliche Verwirrung eintreten soll. — Die Fig. 2 abgebildete Form steht der typischen *S. Brardii* Brongn. am nächsten und zwar der var. *ottendorfensis* Sterzel.

Von der Weiss-Sterzel'schen Bezeichungsweise sagt Verf.: „Welche Ansicht man auch haben mag in bezug auf das von den Autoren in ihrem Werke festgehaltene System der Nomenklatur, so läßt das letztere doch niemals in Zweifel darüber, zu welcher Form die betreffende Sigillarie zu stellen ist.“ Das ist aber doch wohl bei der Namengebung die Hauptsache? — Mag man aus Prioritätsrücksichten den von Weiss eingeführten und vom Ref. zunächst beibehaltenen Artnamen „*mutans*“ fallen lassen und auf die Brongniart'sche Bezeichnung „*Brardii*“ zurückkommen, so darf man doch nicht, wie es neuerdings nach dem Vorgange von Potonié vielfach geschieht, mit diesem Namen schlechthin alle Subsigillarien bezeichnen, die einige Ähnlichkeit mit der Originalform haben. Man muß vielmehr Varietäten bezw. Formen unterscheiden.

III. In dem Potteries Coal Field (dem wichtigsten in Staffordshire) fand Verf. seit seiner letzten Publikation hierüber (1891, dies. Jahrb. 1894. II. -190-) folgende früher dort nicht beobachtete Arten:

Upper Coal Measures: *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffm., *Mariopteris muricata* Schloth. sp., *Pecopteris arborescens* Schloth. sp. var. *cyathea* Brongn.

Transition series: *Calamites Suckowi* Brongn., *Calamocladus equisetiformis* Schloth. sp., *Sphenophyllum emarginatum* Brongn., *Neuropteris heterophylla* Brongn., *N. gigantea* Sterne., *Lepidodendron Wortheni* Lesqx., *Sigillaria ovata* Sauveur, *Trigonocarpus Parkinsoni* Brongn.

Middle Coal Measures: *Macrostachya infundibuliformis* Brongn. sp., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb. sp., *Odontopteris Coemansi* Andrae, *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffm., *Dictyopteris obliqua* Bunbury, *Pecopteris Miltoni* Artis sp., *Lepidodendron lycopodioides* Sternb., *Sigillaria discophora* Koenig sp., *S. Brardii* Brongn., *S. Sauveuri* Zeiller, *Cardiocarpus Gutbieri* Geinitz.

Lower Coal Measures: *Sphenophyllum majus* Bronn, *Neuropteris heterophylla* Brongn., *Mariopteris muricata* Schloth. sp., *Pecopteris Miltoni* Artis sp., *Alethopteris aquilina* Schloth. sp., *Lepidodendron aculeatum* Sternb.

IV. Verf. beschreibt unter Beifügung von 8 Abbildungen einen Stengelrest von 8 Zoll Umfang, bei dem die innere Struktur erhalten ist. Das Gewebe ist durchaus parenchymatisch. In dem aus kugelförmigen Zellen bestehenden lockeren Grundgewebe befinden sich Gruppen kleinerer Zellen. Die systematische Stellung dieses augenscheinlich kryptogamischen Gewächses konnte nicht genauer bestimmt werden. Fundort: Old Red Sandstone (Devon) von Forfar, einer Grafschaft in Schottland.

V. Die fossile Flora des Clyde-Bassins in der schottischen Grafschaft Lanark ist nach Kidston folgende:

B. Upper Carboniferous.

3. Lower Coal Measures.

Filicaceae: *Sphenopteris obtusiloba* Brongn., *Sph. nummularia* Gutb., *Sph. Schillingsii* Andrae, *Sph. latifolia* Brongn., *? Sph. rotundifolia* Andrae, *Sph. rutaefolia* Gutb., *Sph. germanica* Pot., *? Sph. spinosa* Goepp., *Sph. furcata* Brongn., *Sph. Walteri* Stur, *Sph. Sternbergii* Ett., *Eremopteris artemisiaefolia* Sternb. sp., *Renaultia Footneri* Marrat sp., *R. schatzlarensis* Stur sp., *Urnatopteris tenella* Brongn. sp., *Cyclocheta biseriata* Kidston, *Mariopteris muricata* Schl. sp., *M. muricata* var. *nervosa* Brongn. sp., *Alethopteris lonchitica* Schl. sp., *A. decurrens* Artis sp., *Lonchopteris Eschweileriana* Andrae, *Neuropteris heterophylla* Brongn., *N. obliqua* Brongn. sp., *N. gigantea* Sternb., *N. acuminata* Schloth. sp., *N. crenata* Brongn., *N. Blissii* Lesqx., *Rhacophyllum (?) anomalum* Brongn.

Calamarieae, und zwar *Calamitina: Calamites varians* Sternb., desgl. var. *insignis* Weiss, *C. approximatus* Brongn. partim, *C. verticillata* L. et H., *C. Goepperti* Ett., *C. undulata* Sternb. — *Eucalamites: Calamites ramosus* Artis. — *Stylocalamites: Calamites Suckowi* Brongn., *C. Cisti* Brongn. — *Calamocladus equisetiformis* Schl. sp., *C. longifolius* Sternb. sp., *C. grandis* Sternb. sp., *C. lycopodioides* Zeiller sp.; *Calamostachys typica* Schimper partim, *? C. longifolia* Weiss, *? C. nana* Weiss, *Palaeostachya pedunculata* Will., *P. gracillima* Weiss, *Stachannularia northumbriana* Kidst., *Annularia radiata* Brongn., *A. galioides* L. et H.

Sphenophylleae: *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb. (inkl. forma *saxifragaefolium* Sternb.), *Sph. myriophyllum* Crépin.

Lycopodiaceae: *Lepidodendron ophiurus* Brongn., *L. lycopodioides* Sternb., *L. Landsburyi* Kidst., *L. aculeatum* Sternb., desgl. forma *modulatum* Lesqu., *L. Jaraczewskii* Zeiller, *L. Gaudryi* Ren., *L. obovatum* Sternb., *L. serpentigerum* König, *L. rimosum* Sternb., *L. fusiforme* Corda. — *Lepidostrobus variabilis* L. et H., *L. spinosus* Kidst., *L. squarrosus* Kidst., *L. Geinitzi* Schimper, *L. lanceolatum* L. et H., *L. intermedium* L. et H. — *Lepidophloios acerosus* L. et H. sp. — *Halonia regularis* L. et H. — *Bothrodendon punctatum* L. et H., *B. minutifolium* Boulay.

Sigillaria discophora König, *S. camptotaenia* Wood sp., *S. tessellata* Brongn., *S. scutellata* Brongn., *S. Walchii* Sauveur, *S. arzinensis* Corda, *S. orbicularis* Brongn., *S. laevigata* Brongn. var., *Sigillariostrobus* sp., *Stigmaria fissidens* Sternb. sp., *St. reticulata*-Goepp.

Cordaiteae: *Cordaites principalis* Germar sp., *Cordaianthus Pitcairniae* L. et H., *Cardiocarpus crassus* Lesqu., *C. orbicularis* Ett., *Carpolithus perpusillus* Lesqu., *Trigonocarpus Parkinsoni* Brongn., desgl. forma *alata* L. et H. sp., *Rhabdocarpus elongatus* Kidst., *Artisia approximata* Brongn., *Pinnularia capillacea* L. et H.

Incertae sedis: *Psitotites unilateralis* Kidst. sp.

A. Lower Carboniferous.

2. Carboniferous Limestone Series.

Algae: *Spirophyton cauda-galli* Vanuxem sp.

Filicaceae: *Sphenopteris Ettingshauseni* Feistm., *Sph. Haueri* Stur., *Sph. elegans* Brongn., *Sph. moravica* Ett., *Sph. subtrifida* Stur, *Sph. Gessdorfi* Goepp. sp., *Sphenopteridium dissectum* Goepp. sp., *Rhacopteris inaequilatera* Goepp. sp., *Rh. transitionis* Stur, *? Rh. petiolata* Goepp. sp., *Adiantites Machanelli* Stur, *A. bellidulus* Heer, *A. Tschermaki* Stur, *Plumatopteris elegans* Kidst, *Calymmatotheca Stangeri* Stur, *Dactylotheca aspera* Brongn. sp., *Neuropteris antecedens* Stur, *Cardiopteris nana* Eichw. sp.

Calamarieae: *Asterocalamites scrobiculatus* Schl. sp., *Volkmannia Morrisii* Hooker.

Sphenophylleae: *Sphenophyllum tenerrimum* Ett.

Lycopodiaceae: *Lepidodendron Veltheimianum* Sternb., *L. spetsbergense* Nathorst, *L. Rhodeanum* Sternb., *Lepidophloios Wunschianus* Will., *Sigillaria Taylori* Carr., *S. Youngiana* Kidst., *Stigmaria ficoides* Sternb. sp., *St. stellata* Goepp.

Cordaiteae: *Carpolithus sulcatus* L. et H., *Trigonocarpum Gloagianum* J. Young.

1. Calciferous Sandstone Series.

Sphenopteris elegans Brongn., *Sph. moravica* Ett., *Sphenophyllum tenerrimum* Ett., *Stigmaria ficoides* Sternb., *Araucarioxylon fasciculare* Scott.

VI. Verf. gibt Abbildungen und je eine kurze Charakteristik folgender Arten aus der Flora der Steinkohlenformation: *Sphenopteris obtusiloba* Brongn., *Calymmatotheca bifida* L. et H., *Spiropteris* (eine in der Entwicklung begriffene *Pecopteris*), *Lonchopteris rugosa* Brongn., *Dactylotheca plumosa* Artis sp., *Sphenopteris furcata* Brongn., *Pecopteris arborescens* Schloth. sp., *Pec. (Asterotheca) Miltoni* Artis sp. (nach Zeiller), *Odontopteris alpina* Presl sp., *Neuropteris gigantea* Sternb., *Renaultia microcarpa* Lesqu., *Urnatopteris tenella* Brongn. sp., *Sphenopteris Höninghausi* Brongn., *Linopteris obliqua* Bunbury sp., *Calamites Suckowi* Brongn., *Calamocladus equisetiformis* Schl. sp., *Mariopteris muricata* Schloth. sp., *Alethopteris lonchitica* Schl. sp., *Caulopteris cyclostigma* Lesqu., *Megaphyton* sp. (verwandt *M. anomalum* Grand'Eury), *Calamitina Goepperti*

Ett. sp., *Calamites* sp., *Equisetites Hemingwayi* Kidst., *Palaeostachya pedunculata* Nill., *Pinnularia columnaris* Artis sp., *Calamitina approximata* Brongn. sp., *Calamitina* sp. mit Blätterschopf, *C. verticillata* L. et H., *Annullaria sphenophylloides* Zenker sp., *A. radiata* Brongn., *Calamites ramosus* Artis.

VII. Aus verschiedenen Teilen des Arigna-Kohlenfeldes in Irland (Prov. Connaught) erhielt Verf. Pflanzenreste zur Bestimmung zugesandt. Er konstatierte folgende Arten: *Lepidodendron Veltheimianum* Sternb. (sehr häufig), *L. Rhodeanum* Sternb. (selten), *Stigmaria ficoides* var. *rimosa* Goldenb. (selten), *Asterocalamites scrobiculatus* Schl. sp. (häufig). Kidston schließt hieraus, daß diese Ablagerung der Carboniferous Limestone Series von Schottland äquivalent ist.

VIII. Während man früher geneigt war, das Kohlenfeld von Canonbie in Schottland (Dumfriesshire) der Calciferous Sandstone Series zu parallelisieren, ergab eine Revision der Flora, daß echte produktive Steinkohlenformation vorliegt und zwar:

a) Lower Coal Measures (Rowanburn coal seams) mit cf. *Sphenopteris obtusiloba* Brongn., cf. *Sph. (Renaultia) Schützei* Stur sp., *Eremopteris artemisiaefolia* Sternb. sp., *Mariopteris muricata* Schl. sp., *Alethopteris lonchitica* Schl. sp., *Neuropteris heterophylla* Brongn., *N. gigantea* Sternb., *N. Blissi* Lesqu., *N. obliqua* Brongn., *Calamites Cisti* Brongn., *C. undulatus* Sternb., *Lepidodendron aculeatum* Sternb., *L. obovatum* Sternb., *Stigmaria ficoides* Sternb. sp., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb. sp., *Cordaianthus Pitcairniae* L. et H. sp.

2. Middle Coal Measures (Byre Burn coal series) mit *Sphenopteris obtusiloba* Brongn., *Sph. Laurenti* Andrae, *Sph. mixta* Schimper, *Sph. multifida* Z. et H., *Pecopteris* sp., *Mariopteris muricata* Schloth. sp., *Alethopteris lonchitica* Schl. sp., *Al. Davreuxi* Brongn. sp., *Al. Grandini* Brongn. sp., *Neuropteris gigantea* Sternb., *Calamites undulatus* Sternb., *C. Schützei* Stur., *C. pauciramis* Weiss, *C. ramosus* Artis, *C. Suckowi* Brongn., *C. Cisti* Brongn., *Calamocladus equisetiformis* Schl. sp., *C. charaeformis* Sternb. sp., *Calamostachys typica* Schimper (pars), cf. *Paracalamostachys Williamsoniana* Weiss, *Annularia radiata* Brongn., *Lepipodendron* cf. *lycopodioides* Sternb., *Sigillaria elegans* Sternb. sp., *Pinakodendron Macconochiei* n. sp., *Stigmaria ficoides* Sternb. sp., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb. sp., desgl. var. *saxifragaefolium* Sternb., *Cordaites principalis* Germar sp., *Cordaianthus* cf. *Pitcairniae* L. et H. sp., *C. Volkmanni* Ett. sp., *Cordaicarpus Cordai* Geinitz sp., *Carpolithus* sp., *Sternbergia* sp.

c) Upper Coal Measures (The red shales) mit *Pecopteris* sp., *Alethopteris aquilina* Schl. sp., *A. Grandini* Brongn. sp., *A. Serli* Brongn. sp., *Neuropteris ovata* Hoffm., *N. flexuosa* Sternb., *N. Scheuchzeri* Hoffm., *Calamites undulatus* Sternb., *Calamitina* sp., *Calamocladus equisetiformis* Schl. sp., *Annularia radiata* Brongn., *A. stellata* Schl. sp., *Lepidodendron fusiforme* Corda sp., *Lepidophyllum* sp., *Stigmaria ficoides* Sternb. sp.

IX. Auch diese Arbeit ist der Steinkohlenflora von Canonbie gewidmet. Sie enthält aber außerdem Mitteilungen über fossile Pflanzen aus älteren Kohlenbecken. Die betreffenden Arten sind ausführlicher beschrieben und z. T. abgebildet. Die abgebildeten Arten habe ich mit * bezeichnet.

1. Die fossilen Pflanzen der Calciferous Sandstone Series von Eskdale und Liddesdale.

a) Algae: *Bythotrephis acicularis* Goepp. sp., *B. plumosa* Kidst., *B. simplex* Kidst., *B. Scotica* Kidst.*, *Spirophyton cauda-galli* Vanuxem sp.

b) Filicaceae: *Calymmatotheca bifida* L. et H. sp., *Sphenopteris crassa* L. et H., *Sph. pachyrrhachis* Goepp., *Sph. obovata* L. et H., *Sph. Hibberti* L. et H. var. *Sph. decomposita* Kidst., *Sph. Macconochiei* Kidst., *Sph.* sp., *Rhodea Machanetti* Ettingsh. sp., *Rhacopteris inaequilatera* Goepp. sp., *Rh. Geikiei* Kidst. sp., *Cardiopteris polymorpha* Goepp. sp., *Alcicomopteris convoluta* Kidst., *Eskdalia minuta* Kidst.*

c) Equisetaceae: *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. sp., *Volkmannia* sp., *Pinnularia* sp.

d) Lycopodiaceae: *Lepidodendron Veltheimi* Sternb., *Bothrodendron Wiskianum* Kidst., *B. Kidstoni* Weiss, *Lepidophyllum lanceolatum* L. et H., *Lepidostrobus variabilis* L. et H., *L. fimbriatus* Kidst., *Stigmaria ficoides* Sternb. sp., *St. ficoides* var. *undulata* Goepp.

e) Cordaiteae: *Cordaites* sp., *Carpolithes* sp.

f) Incertae sedis: *Ptilophyton plumula* Dawson sp., *Schutzia* sp., *Bythotrephis gracilis* Hall*.

2. Fossile Pflanzen aus den Carboniferous Limestone Series (River Esk).

a) Algae: *Spirophyton cauda-galli* Vanuxem sp.

b) Lycopodiaceae: *Lepidodendron Glincanum* Eichw. sp.*, *Sigillaria Canobiana* Kidst. n. sp.*, *Stigmaria ficoides* Sternb. sp, *St. (? Stigmariopsis) rimosiformis* Kidst. n. sp.*

3. Fossile Pflanzen aus den Lower Coal Measures von Rowanburn im Kohlenfeld von Canonbie. Die von diesem Fundpunkte beschriebenen Arten sind bereits in dem Referate über die Arbeit VIII. unter a) aufgeführt worden.

4. Fossile Pflanzen aus den Middle Coal Measures von Byre Burn im Kohlenfelde von Canonbie. S. o. VIII. unter b. Außerdem: *Sphenopteris Hoeninghausi* Brongn., *Neuropteris heterophylla* Brongn., *Palaeostachya Ettingshauseni* Kidst. n. sp. (anstatt *Calamostachys typica* Schimper pars), *Artisia* (anstatt *Sternbergia*). Abgebildet sind: *Calamites (Calamitina) pauciramis* Weiss*, *Pinakodendron Macconochiei* Kidst. n. sp.* und *Cordaicarpus Cordai* Geinitz sp.*

5. Fossile Pflanzen aus den Upper Coal Measures (The red shales) von Canonbie. S. o. VIII. unter c). Außerdem: *? Pecopteris arborescens* Schloth. sp. Abgebildet ist: *Lepidodendron fusiforme* Corda sp.

6. Die fossilen Pflanzen desjenigen Teiles der Carboniferous Limestone Series von Northumberland und Cumberland,

welcher ein geologisches Äquivalent eines Teiles der Calciferous Sandstone Series von Schottland ist. Man vergleiche die folgenden Arten mit denen des letzteren Horizonts unter No. 1.

a) Algae: *Bythotrephis acicularis* Goepp. sp., *B. plumosa* Kidst. sp., *B. gracilis* Hall.

b) Filicaceae: *Calymmatotheca affinis* L. et H. sp., *C. bifida* L. et H. sp., *Sphenopteris elegans* Brongn., *Sph. decomposita* Kidst., *Sph. Dicksonioides* Goepp. sp., *Sph.* sp.*, *Rhodea moravica* Ettingsh. sp.*, *Rh. dissecta* Brongn. sp., *Rh. patentissima* Ettingsh. sp., *Rhacopteris flabellata* Tate sp., *Rh. subcuneata* Kidst., *Adiantites antiquus* Ettingsh. sp., *Cardiopteris polymorpha* Goepp. sp., *Alcicomopteris convoluta* Kidst., *Eskdalia minuta* Kidst. sp.

c) Equisetaceae: *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. sp.

d) Lycopodiaceae: *Lepidodendron Veltheimi* Sternb., *L. Volkmannianum* Sternb.*, *L. Harcourti* Witham, *Bothrodendron Kidstoni* Weiss, *Lepidophyllum lanceolatum* L. et H., *Lepidostrobus variabilis* L. et H., *L. fimbriatus* Kidst., *Stigmaria ficoides* Sternb. sp., *St. ficoides* var. *undulata* Goepp.

e) Cordaiteae: *Samaropsis nervosa* Kidst. sp., *Rhabdocarpus curvatus* Kidst. n. sp.*, *Cordaicarpus planus* Kidst. n. sp., *Pitys Withami* L. et H. sp., *P. primaeva* Witham sp.

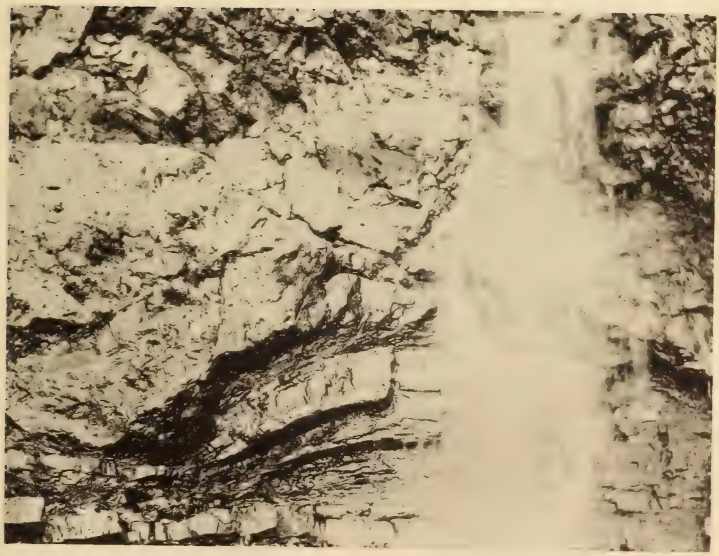
f) Incertae sedis: *Ptilophyton plumula* Dawson, *Sorocladus antecedens* Kidst. **Sterzel.**

1.

2.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

1.



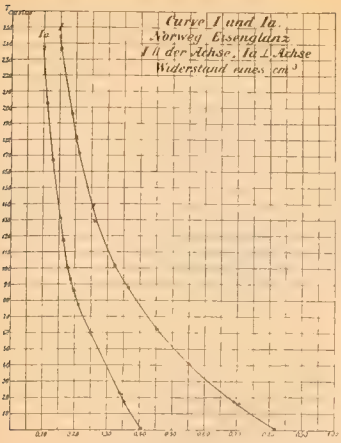
2.

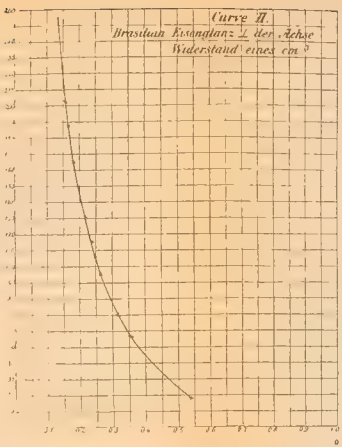
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

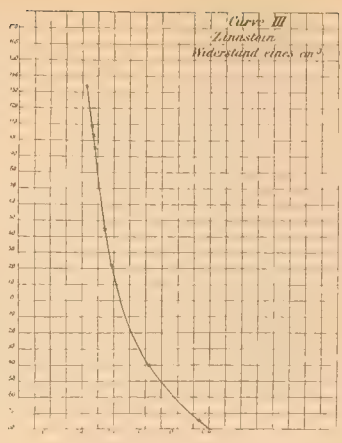
1.

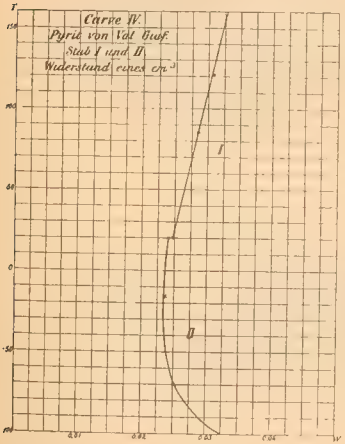
2.

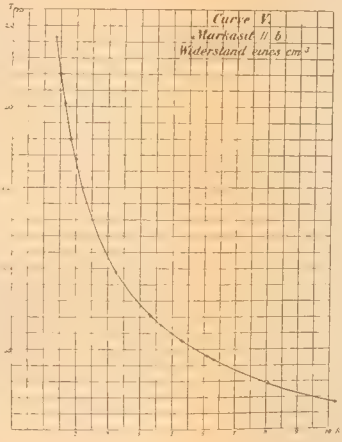
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

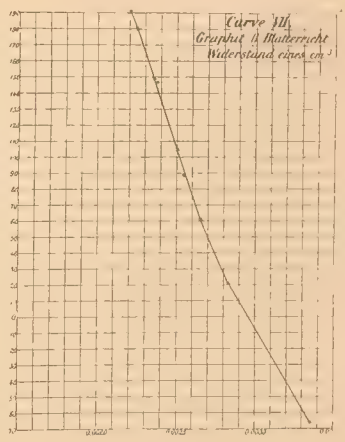

Curve I und Ia.
Norwey Eisenglanz
I ∥ der Achse. Ia ⊥ Achse
Widerstand eines cm³
Ia
I


Curve II.
Brasilian Eisenglanz ⊥ der Achse
Widerstand eines cm³


Curve III
Zinnstein
Widerstand eines cm³


Curve IV.
Pyrit von Val Buef.
Stab I und II
Widerstand eines cm³
I
II


Curve V.
Markasit ∥ b
Widerstand eines cm³


Curve VII.
Graphit ∥ Blätterricht
Widerstand eines cm³

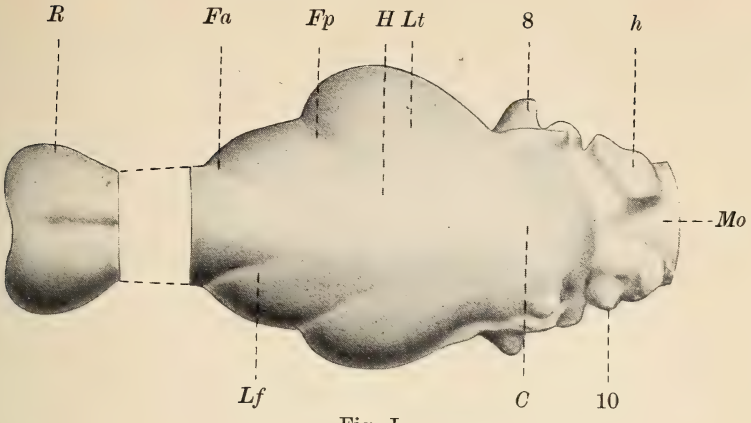


Fig. I.

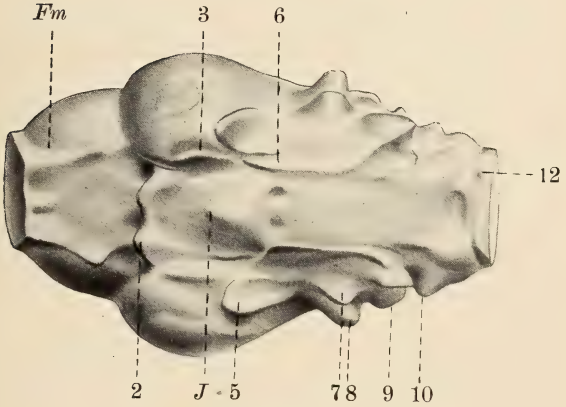


Fig. II.

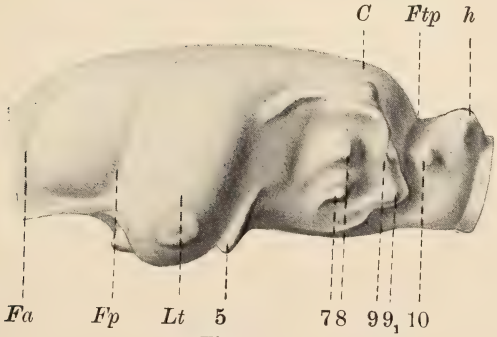


Fig. III.

Erklärung zu den Tafeln VI—IX.

Der Zweck der vorliegender Arbeit beigefügten Mikrophotographien ist in deutlicher Weise zu zeigen, daß die Mikrostruktur aller beschriebenen Gesteine (metamorphosierter Gabbro mit oder ohne Diallagreste und eigentliche Prasinite), speziell in bezug auf den Feldspat, welcher schon in den relativ weniger metamorphosierten Gesteinen in Ocellen vorkommt, sehr ähnlich ist. Es wurden daher besonders die Partien mit Feldspat dargestellt.

Fig. 1. Metamorphosierter Gabbro mit noch reichlich anwesendem Diallag und ziemlich häufigem Chlorit.
„ 2. Stärker metamorphosierter Gabbro mit Diallagresten.
„ 3. Metamorphosierter Gabbro mit vollständig uralitisiertem Diallag.
„ 4. Typischer Prasinit mit großen Ocellen.

Diese Mikrophotographien wurden auf meine Bitte von meinem lieben Freunde Ing. S. Franchi unter Anwendung nur des Polarisators angefertigt; es ist für mich ein Vergnügen, auch hier ihm meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

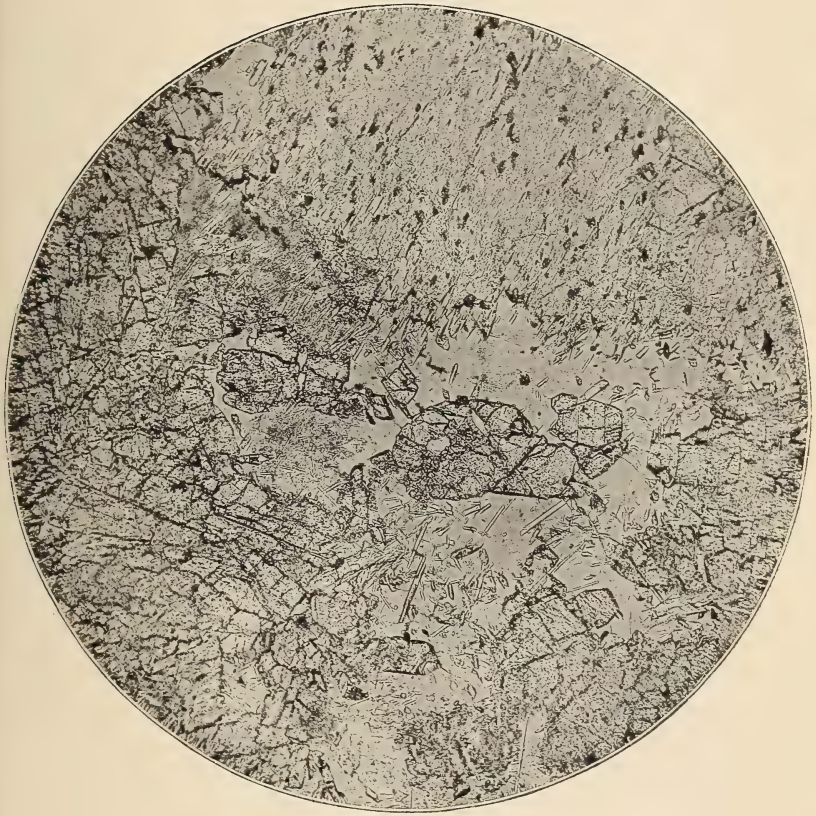


Fig. 1.

F. Zambonini: Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca.

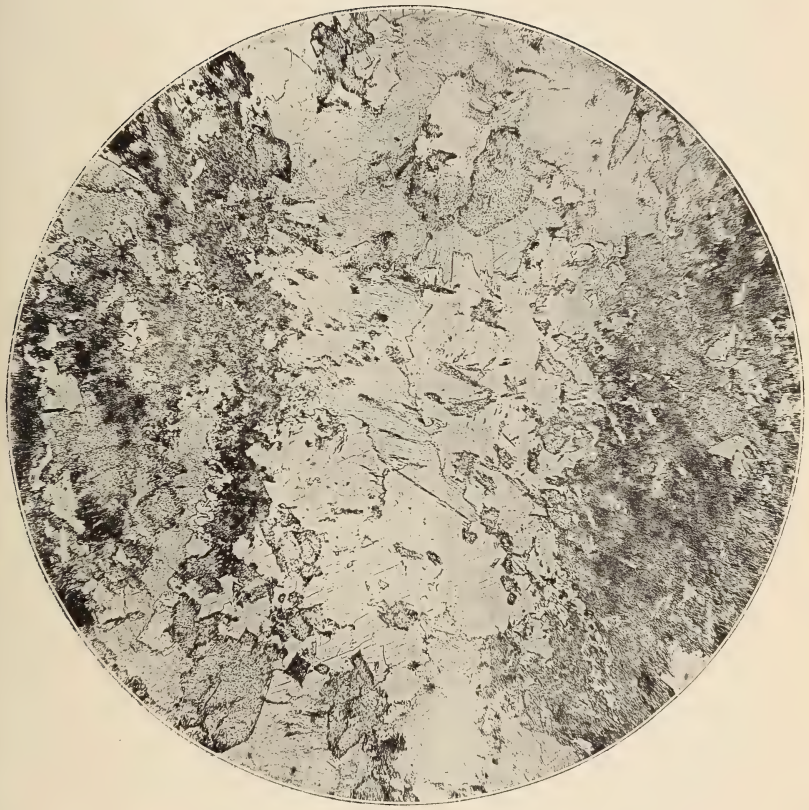


Fig. 2.

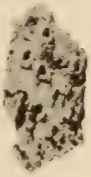
Fig. 3.

F. Zambonini: Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca.

Fig. 4.

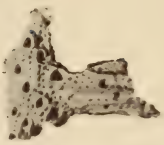
F. Zambonini: Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca.

1a.



1b.

2a.

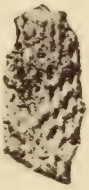


2b.

3.

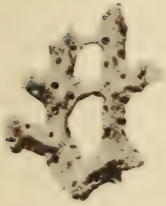
4a.

4b.



5.

6.



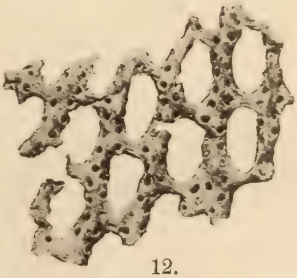
7.

9.

8.

10.

11.



12.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

A. Johnsen: Bryozoen aus dem karnischen Fusulinenkalk.

13.

14.

18.

15.

16.

20.

21 b.

17.

19.

24.

25.

21 a.

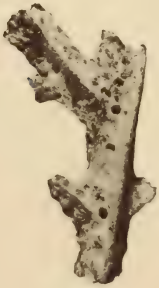
22.

23.

27.

30 b.

26.


28.

29.

30 a.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

A. Johnsen: Bryozoen aus dem karnischen Fusulinenkalk.

4. August 1906.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

Jahrgang 1906.

II. Band. Erstes Heft.
Mit Tafel I—IV und 2 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1906.

Jährlich erscheinen 2 Bände, je zu 3 Heften. Preis pro Band Mk. 25.—.

Soeben erschien:

REPERTORIUM

zum

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

für die Jahrgänge 1900--1904, das Centralblatt für Mineralogie etc. Jahrg. 1—5 (1900—1904) und die Beilagebände XIII—XX.

Ein Personen-, Sach- und Ortsverzeichnis für die darin enthaltenen Originalabhandlungen und Referate.

8°. 594 Seiten. — **Preis Mk. 16.—.**

Vor kurzem erschien:

Festschrift

HARRY ROSENBUSCH

Gewidmet von seinen Schülern zum siebzigsten Geburtstag 24. Juni 1906.

Mit einem Porträt, einer geol. Karte, 11 Tafeln und 35 Textfiguren.

Mit Beiträgen von: **E. Becker, R. A. Daly, L. Finckh, U. Grubenmann, C. Hlawatsch, W. H. Hobbs, E. O. Hovey, M. Koch, L. Milch, O. Mügge, Th. Nicolau, A. Osann, C. Palache. H. Preiswerk, G. Steinmann, W. Wahl, E. A. Wülfing.**

Gr. 8°. VIII. 412 Seiten. — **Preis Mk. 20.—.**

Die Struktur und Zusammensetzung der

Meteoreisen

herausgegeben von

A. Brezina und E. Cohen.

Lieferung IV/V (Schluß des I. Bandes).

Mit einem Bildnisse E. Cohen's und 17 Tafeln.

Preis in Mappe Mk. 40.— (Preis des I. Bandes kompl. **Mk. 92.—**).

Geology

23. Oktober 1906.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

Jahrgang 1906.

II. Band. Zweites Heft.
Mit Tafel V und 19 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1906.

Jährlich erscheinen 2 Bände, je zu 3 Heften. Preis pro Band Mk. 25.—.

NOV 15 1906

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

Soeben erschien:

Elemente der Geologie

von

Dr. **Hermann Credner,**

ord. Professor an der Universität Leipzig und Direktor der K. Sächs. Geologischen Landesanstalt, K. Sächs. Geheimen Bergrat.

Zehnte, unveränderte Auflage.

Mit 624 Abbildungen im Text.

gr. 8. Geheftet Mk. 15.—, in Halbfranz gebunden Mk. 17.50.

E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschien:

REPERTORIUM

zum

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

für die Jahrgänge 1900—1904, das Centralblatt für Mineralogie etc. Jahrg. 1—5 (1900—1904) und die Beilagebände XIII—XX.

Ein Personen-, Sach- und Ortsverzeichnis für die darin enthaltenen Originalabhandlungen und Referate.

8°. 594 Seiten. — **Preis Mk. 16.—.**

Vor kurzem erschien:

Festschrift

HARRY ROSENBUSCH

Gewidmet von seinen Schülern zum siebzigsten Geburtstag 24. Juni 1906.

Mit einem Porträt, einer geol. Karte, 11 Tafeln und 35 Textfiguren.

Mit Beiträgen von: **E. Becker, R. A. Daly, L. Finckh, U. Grubenmann, C. Hlawatsch, W. H. Hobbs, E. O. Hovey, M. Koch, L. Milch, O. Mügge, Th. Nicolau, A. Osann, C. Palache, H. Preiswerk, G. Steinmann, W. Wahl, E. A. Wülfing.**

Gr. 8°. VIII. 412 Seiten. — **Preis Mk. 20.—.**

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

Jahrgang 1906.

II. Band. Drittes Heft.
Mit Tafel VI–XI.

FEB 2 1907
197397

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1906.

Jährlich erscheinen 2 Bände, je zu 3 Heften. Preis pro Band Mk. 25.—.

Diesem Hefte liegt bei:
ein Prospekt der Verlagsbuchhandlung **Gebr. Borntträger, Berlin**, über „U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer".

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (E. Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschien:

die **Vierte Auflage** von:

Mikroskopische

Physiographie

der Mineralien und Gesteine

von

H. Rosenbusch-Heidelberg.

Bd. II.

Massige Gesteine.

I. Hälfte.

Tiefengesteine — Ganggesteine.

= Gr. 8° 716 Seiten. — Preis Mk. 26.—. =

(Die zweite Hälfte „**Ergußgesteine**" erscheint etwa bis Mitte nächsten Jahres.)

Kürzlich erschien:

REPERTORIUM

zum

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

für die Jahrgänge 1900—1904, das Centralblatt für Mineralogie etc. Jahrg. 1—5 (1900—1904) und die Beilagebände XIII—XX.

Ein Personen-, Sach- und Ortsverzeichnis für die darin enthaltenen Originalabhandlungen und Referate.

8°. 594 Seiten. — **Preis Mk. 16.—.**

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01369 0573